

Departamento de Ciências da Terra

HISTÓRIA DA TERRA DURANTE OS ÚLTIMOS 65 Ma: EXEMPLOS PORTUGUESES COM INTERESSE PARA O ENSINO



Dissertação apresentada na Faculdade de Ciências e
Tecnologias da Universidade Nova de Lisboa para
obtenção do grau de Mestre em Geologia para o Ensino
sob orientação do Prof. Doutor João José Cardoso Pais

Samuel David Santos Brito
Lisboa
2009

Em memória de
Amílcar e Judite Brito
meus pais...

Agradecimentos

Em primeiro lugar agradeço ao meu orientador Prof. Doutor João Pais, pelo sua disponibilidade, profissionalismo, ajuda, sugestões e críticas, por me ter permitido aceder a uma vasta bibliografia, fotos da sua colecção pessoal e à partilha dos seus amplos e profundos conhecimentos sobre o Cenozóico.

A todos os meus colegas e amigos do mestrado que me incentivaram com o seu entusiasmo, boa disposição, troca de conhecimentos e também os momentos de lazer que desfrutamos juntos. Em particular agradeço à Alda Mendes, Alberto Monteiro, António Prego, Lucília Azevedo e Patrícia Rodrigues, para todos a minha amizade.

Agradeço muito em particular à minha grande amiga e colega de muitos anos Patrícia Rodrigues que foi quem me lançou o desafio de fazer o mestrado, que me apoiou incentivou e me ajudou a fazer o Power Point com o qual farei a minha apresentação. Para ela muito obrigado.

Ao meu colega Prof. Armindo Serra pelo auxílio que me deu na elaboração da página de internet um dos grandes objectivos deste trabalho, pela sua paciência, amizade, enorme capacidade de trabalho e conhecimentos informáticos.

Os meus agradecimentos vão também para o meu amigo Luís Silva pelo auxílio em diversas traduções de Francês.

Há pessoas que estão sempre presentes em momentos positivos e negativos, por isso não poderia deixar de agradecer aos meus amigos em geral que sempre me apoiaram e nas alturas de maior desanimo, frustração e cansaço deram-me palavras de alento e momentos de lazer que permitiram recuperar a força e o entusiasmo para continuar.

E a todos os meus familiares que mais próximos de mim estiveram e que também me incentivaram em todos os momentos.

Por último agradeço aos meus pais sem os quais era impossível ter chegado. Estou certo que, estejam onde estiverem, estão orgulhosos de mim.

Resumo

O Cenozóico é a Era mais recente do Tempo Geológico; iniciou-se há 65,5 Ma com o final do Cretácico e continua na actualidade. As rochas do Cenozóico são, as mais comuns porque estão mais próximos da superfície e foram pouco alteradas pelos processos geológicos tornando o acesso e interpretação mais fácil do que os das rochas das eras anteriores; a distribuição dos continentes e mares no presente e a expressão topográfica dos continentes resultam todas de processos operados durante a Era cenozóica. É a Era em que vivemos e a que mais influencia tem sobre os actuais seres vivos e, logicamente os seres humanos. O seu estudo é fundamental para perceber a actual distribuição dos continentes e mares que tem grandes repercussões sobre a vida e sobre o actual clima do nosso planeta.

Esta dissertação pretende compilar uma série de informações, principalmente no que diz respeito aos trabalhos realizados sobre o Cenozóico de Portugal, e deixá-los acessíveis aos docentes e alunos principalmente dos ensinos secundário e básico, cujos conteúdos programáticos têm, ao longo dos anos, negligenciado quase por completo esta importante Era geológica que mais que todas as outras influencia directamente a vida recente. Daremos aqui a conhecer os exemplos portugueses mais representativos das formações geológicas do Cenozóico e da evolução da vida durante o Cenozóico.

Os recursos educativos aqui criados têm como base trabalhos anteriormente publicados tendo-se procedido a uma recolha exaustiva e criteriosa de bibliografia dos diferentes investigadores que trabalharam no Cenozóico português e pretende-se que estejam disponíveis para consulta de alunos e professores na internet. Trata-se de materiais com interesse científico e pedagógico, com recurso às técnicas de informação e comunicação (TIC) que possam contribuir para a melhoria do ensino/aprendizagem das Ciências da Terra no ensino no geral, no ensino secundário em particular.

Abstract

The Cenozoic is the most recent Era of the Geological time. It began 65, 5 Ma ago with the end of the Cretaceous and still continues today. The Cenozoic rocks are the most common because they are the ones which are neared the surface and less altered by the geological process. They are easier studied and interpreted than the rocks of older Eras. The present distribution of land and sea, as well as Earth's present day distinctive topography, all resulted from systems which interacted during the Cenozoic Era. It is the Era we live in and the Era that have more influence on life today and, of course, in the human beings. The study of this Era is fundamental to understand the present distribution of the continents and seas which has great repercussions on life and actual climate of our planet.

On this dissertation we intend to collect large amount of information, especially from previous works done about Portuguese Cenozoic, and let this information available to the teachers and students especially high school ones, in which school contents have , throughout the years, neglected almost completely this important geological Era that, more than all the others, has direct influence on the recent life. In this work we will present the most representative Portuguese Cenozoic locations and the evolution of life during the Cenozoic Era.

The educational resources that will be created are based on previous published works and we did an exhaustive and careful research on bibliographic data of different investigators who worked in Portuguese Cenozoic and let the information available in the internet. This data has scientific and pedagogical importance, and it allows teachers and students to use ITCs. This might improve the teaching/learning process of the Earth Science in education in general, and in high school education in particular.

Índice de Materiais

Agradecimentos.....	I
Resumo	III
Abstract	V
Índice de Materiais	VII
Índice de Tabelas	XI
Índice de Figuras.....	XV
Objectivos	XXVII
Metodologia	XXIX
Capítulo 1 – Cenozóico	
1 – Cenozóico	1
1.1 – Aspectos Gerais.....	1
1.2 - Subdivisões e limites	3
1.3 – Paleontologia.....	4
1.4 – Paleogeografia	5
Capítulo 2 – Paleogénico	
2.1 – Paleogénico	13
2.1.1 – Origem da designação	13
2.1.2 – Subdivisões	13
2.1.3 – Limite inferior	13
2.1.4 – Limite superior	14
2.1.5 – Paleocénico	15
2.1.5.1 – Origem da designação	15
2.1.5.2 – Subdivisões	15
2.1.5.3 – Limite inferior	15
2.1.5.4 – Limite superior	16
2.1.6 – Eocénico	16
2.1.6.1 – Origem da designação	16
2.1.6.2 – Subdivisões	16
2.1.6.3 – Limite inferior	16
2.1.6.4 – Limite superior	18
2.1.7 – Oligocénico	18
2.1.7.1 – Origem da designação	18
2.1.7.2 – Subdivisões	18
2.1.7.3 – Limite inferior	18
2.1.7.4 – Limite superior	20
2.2 – Caracteres Paleontológicos do Paleogénico.....	20
2.3 – Vegetação e clima do Paleogénico	24
2.4 – Paleogeografia	25
Capítulo 3 – Neogénico	
3.1 – Neogénico.....	27
3.1.1 – Origem da designação	27
3.1.2 – Subdivisões	27
3.1.3 – Limite inferior	27

3.1.4 – Limite superior	28
3.1.5 – Miocénico.....	28
3.1.5.1 – Origem da designação	28
3.1.5.2 – Subdivisões	29
3.1.5.3 – Limite inferior	29
3.1.5.4 – Limite superior.....	29
3.1.6 – Pliocénico	30
3.1.6.1 – Origem da designação	30
3.1.6.2 – Subdivisões	30
3.1.6.3 – Limite inferior	30
3.1.6.4 – Limite superior	31
3.1.7 – Plistocénico	32
3.1.7.1 – Origem da designação	32
3.1.7.2 – Subdivisões	32
3.1.7.3 – Limite inferior	32
3.1.7.4 – Limite superior	33
3.1.8 – Holocénico.....	33
3.1.8.1 – Origem da designação	33
3.1.8.2 – Limite inferior	33
3.2 – Caracteres Paleontológicos do Neogénico.....	34
3.2.1 – Megafauna do Plistocénico	40
3.2.1.1 – Algumas faunas de grandes mamíferos do início do Quaternário	42
3.3 – Clima do Plistocénico.....	44
3.4 – Paleogeografia	49
3.5 – Climatologia	53
Capítulo 4 - Evolução dos primatas e dos humanos	55
4.1 – Hominídeos	58
4.1.1 – A linhagem humana	62
Capítulo 5 – Cenozóico em Portugal	67
5.1 – Unidades morfotectónicas principais da Ibéria	67
5.2 – Evolução Geodinâmica da Ibéria	69
5.2.1 – Evolução cenozóica	69
5.2.2 – Geodinâmica activa recente	72
5.3 – Bacias cenozóicas Portuguesas.....	72
5.3.1 – Unidades Litostratigráficas.....	73
5.4 – Bacia cenozóica do Douro	79
5.4.1. – Localização	79
5.4.2 – Evolução e enchimento	79
5.4.3 – Formações	87
5.5 – Bacia cenozóica do Mondego	95
5.5.1. – Localização	95
5.5.2 – Evolução e enchimento	95
5.5.3 – Formações	104
5.5.3.1 – Sector NE	104

5.5.3.2 – Sector SW	133
5.6 – Bacia cenozóica do Baixo Tejo	157
5.6.1. – Localização	157
5.6.2 – Evolução e enchimento	158
5.6.2.1 – Sector distal da Bacia Baixa do Tejo	159
(Lisboa e Península de Setúbal)	
5.6.2.1.1 – Sequencias deposicionais	161
5.6.2.1.2 – Variações do nível do mar	191
5.6.2.1.3 – Análise da subsidência	192
5.6.2.1.4 – Mamíferos marinhos do Miocénico	194
5.6.2.1.5 – Sondagem de Belverde	196
5.6.2.2 – Sector intermédio da Bacia Baixa do Tejo	201
(Ribatejo e Alto Alentejo)	
5.6.2.3 – Sector proximal norte da Bacia Baixa do Tejo	211
5.6.3 – Formações	221
5.6.3.1 – Sector distal.....	221
5.6.3.2 – Sector intermédio.....	242
5.6.3.3 – Sector proximal.....	257
5.7 – Bacia cenozóica de Alvalade	273
5.7.1. – Localização	273
5.7.2 – Evolução e enchimento	274
5.7.3 – Formações	281
5.8 – Plataforma Algarvia	297
5.8.1. – Localização	297
5.8.2 – Evolução e enchimento	298
5.8.3 – Formações	312
Capítulo 6 – Considerações Finais	335
Capítulo 7 – Referências Bibliográfica	339

Índice de Tabelas

Tabela 1.1 – Quadro de divisões estratigráficas de 2007.....	2
Tabela 1.2 – Correlação entre as divisões tradicionais do Cenozóico e as actuais	3
Tabela 2.1 – Subdivisões do Paleogénico.....	13
Tabela 3.1 – Divisões do Neogénico.....	27
Tabela 3.2 – Tabela cronológica para o Neogénico com as unidades continentais dos mamíferos europeus e as zonas MN. (Mein, 1990; Steininger <i>et al.</i> , 1990 & Steininger, 1999).....	43
Tabela 3.3 – Unidades Faunísticas do Vilafranquiano (Azzaroli, 1987).....	44
Tabela 3.4 – Intervalos glaciários e interglaciários do Plistocénico – Holocénico (Adaptado de Thordarson & Höskuldsson, 2002).....	47
Tabela 4.1 – Classificação dos primatas (adaptado de Wicander & Monroe, 2000).....	56
Tabela 5.1 – Proposta de correspondência entre unidades alostratigráficas (SLD) e unidades litostratigráficas do Cenozóico de Portugal (adaptado de Cunha <i>et al.</i> , 2000a; Pais, 2004,).....	75
Tabela 5.2 – Código de litofácies" de Miall (1978) e Miall <i>et al.</i> , (1989) (adaptado de Barbosa, 1995).....	76
Tabela 5.3 – Código de litofácies carbonatadas continentais (calcários palustres e lacustres) (adaptado de Barbosa 1995).....	77
Tabela 5.4 – Principais unidades da Bacia do Douro.....	80
Tabela 5.5 – Caracterização da Formação de Vale Álvaro	88
Tabela 5.6 – Caracterização do membro de Castro da Formação de Bragança	91
Tabela 5.7 – Caracterização do membro da Atalaia da Formação de Bragança	92
Tabela 5.8 – Caracterização da Formação de Mirandela.....	93
Tabela 5.9 – Caracterização da Formação de Aveleda.....	94
Tabela 5.10 – Principais unidades do Cenozóico da Bacia do Mondego (adaptado de Cunha <i>et al.</i> , 2000a).....	98
Tabela 5.11 – Caracterização da Formação da Silveirinha	104
Tabela 5.12 – Mamíferos de Silveirinha (Estravís, 2000).....	107
Tabela 5.13 – Fósseis de Silveirinha	112
Tabela 5.14 – Fósseis de Silveirinha (cont.).....	113
Tabela 5.15 – Caracterização da Formação da Côja, Membro de Monteiro	121
Tabela 5.16 – Caracterização da Formação de Côja, Membro de Casalinho de Cima	122
Tabela 5.17 – Fósseis da Formação de Côja	124
Tabela 5.18 - Caracterização da Formação de Lobão	127
Tabela 5.19 - Caracterização da Formação de Campelo	128
Tabela 5.20 - Caracterização da Formação de Campelo, Membro de Folques	129
Tabela 5.21 - Caracterização da Formação de Campelo, Membro de Arroça	130
Tabela 5.22 - Caracterização da Formação de Telhada	131
Tabela 5.23 - Caracterização da Formação de Santa Quitéria	132
Tabela 5.24 - Caracterização da Formação de Bom Sucesso, Membro de Vale Furado	133
Tabela 5.25 - Caracterização da Formação de Bom Sucesso, Membro de Felgueira Grande	134
Tabela 5.26 – Fósseis de Vale Furado	137
Tabela 5.27 – Caracterização da Formação de Amor	139
Tabela 5.28 – Fauna de Amor, (Miocénico médio, MN5) (Leiria) (Antunes, 1981).....	140
Tabela 5.29 – Fauna de Amor, (Miocénico médio, MN5) (Leiria) (Antunes, 1981) (cont.)	141

Tabela 5.30 - Caracterização da Formação de Pombal	143
Tabela 5.31 – Caracterização da Formação de Ourém	144
Tabela 5.32 – Caracterização da Formação de Carnide, Roussa e Barracão.....	145
Tabela 5.33 – Fósseis da região de Carnide	148
Tabela 5.34 – Gastrópodes presentes na jazida de Vale de Freixo, Formação de Carnide (Pliocénico, Pombal) (Silva, 2001).....	149
Tabela 5.35 – Gastrópodes presentes na jazida de Vale de Freixo, Formação de Carnide (Pliocénico, Pombal) (Silva, 2001) (cont.).....	150
Tabela 5.36 – Principais unidades do sector distal da BBT.....	161
Tabela 5.37 – Idade das sequências deposicionais (Antunes <i>et al.</i> 2000a).....	162
Tabela 5.38 – Correspondência entre ciclos eustáticos de 3ª ordem (Haq <i>et al.</i> , 1987) e sequências deposicionais da parte distal da BBT (Antunes <i>et al.</i> , 2000).....	191
Tabela 5.39 – Taxa de subsidência (m/Ma) para cada sequência deposicional, nas diferentes colunas estudadas (FF – Foz da Fonte; RL – Ribeira das Lages; Ch – Charneca (AC8); Corroios (AC2); AL – Almada; Li – Lisboa; Am – Ameixoeira; SIA – Santa Iria da Azóia). A cor azul indica a maior taxa de subsidência em cada sequência deposicional. (Antunes <i>et al.</i> , 2000).....	192
Tabela 5.40 – Relação entre espessuras e idades admitidas para as unidades II e Vc (cortes de Cristo Rei e Quinta das Rosas). (Antunes <i>et al.</i> , 2000).....	193
Tabela 5.41 – Principais unidades do sector intermédio da BBT.....	203
Tabela 5.42 – Principais unidades litostratigráficas do sector proximal da Bacia do Baixo Tejo.....	213
Tabela 5.43 – Correlação entre as unidades litostratigráficas dos sectores da Bacia Cenozóica do Baixo Tejo (Pais & Cunha., 2008 in prep.).....	219
Tabela 5.44 – Caracterização da Formação de Benfica.....	221
Tabela 5.45 – Organização da Formação de Benfica: Assentadas (Choffat, 1950); Unidades (Antunes, 1979); Associações de fácies (Pena-dos-Reis, <i>et al.</i> , 2001).....	222
Tabela 5.46 – Caracterização das “Divisões” de Cotter.....	224
Tabela 5.47 – Caracterização das “Divisões” de Cotter, 1956.....	225
Tabela 5.48 – Caracterização das “Divisões” de Cotter, 1956 (cont. I).....	226
Tabela 5.49 – Caracterização das “Divisões” de Cotter, 1956 (cont. II).....	227
Tabela 5.50 – Mamíferos do Miocénico inferior a médio de Lisboa. Os ruminantes estão segundo Antunes et al. (1994). Os mamíferos grandes e médios foram revistos por L. Ginsburg (Paris) e por Antunes. Os pequenos mamíferos foram revistos por P. Mein (Lyon). Principais locais: H. Tripas = Horta das Tripas; U. Cat. = Universidade Católica; Av. Urug. = Avenida do Uruguai; Qt. Narig. = Quinta do Narigão; Cr. Rei = Cristo Rei; Qt. Pomb/Pedreiras = Quinta do Pombeiro/Quinta das Pedreiras (Antunes, 2000).....	228
Tabela 5.51 – Mamíferos do Miocénico inferior a médio de Lisboa (Antunes, 2000) (cont.).....	229
Tabela 5.52 – Fósseis não mamíferos de Cristo Rei, (Burdigaliano, Div. IVb, SD B1).....	231
Tabela 5.53 – Evolução da temperatura e humidade durante o Miocénico (Pais, 1999).....	233
Tabela 5.54 – Caracterização da Formação de Santa Marta.....	234
Tabela 5.55 – Caracterização da Formação de Belverde.....	238
Tabela 5.56 – Caracterização da Formação de Marco Furado.....	239
Tabela 5.57 – Caracterização da Formação de Monsanto.....	242
Tabela 5.58 – Caracterização da Formação de Alcoentre.....	243
Tabela 5.59 – Caracterização da Formação de Tomar.....	245

Tabela 5.60 – Caracterização da Formação de Almoester.....	247
Tabela 5.61 – Fósseis vegetais das Jazidas de Asseiceira e Freiria de Rio Maior (Antunes <i>et al.</i> , 1992).....	248
Tabela 5.62 – Repteis e mamíferos das Jazidas de Asseiceira e Freiria de Rio Maior (Antunes <i>et al.</i> , 1992).....	249
Tabela 5.63 – Caracterização da Formação de Rio de Moinhos.....	250
Tabela 5.64 – Caracterização da Formação de Ulme.....	251
Tabela 5.65 – Flora fóssil de Vale de Santarém (adaptado de Pais <i>et al.</i> , 1999).....	252
Tabela 5.66 – Caracterização da Formação de Almeirim.....	253
Tabela 5.67 – Caracterização da Formação de Vila de Rei.....	256
Tabela 5.68 – Caracterização da Formação de Cabeço do Infante (membro inferior).....	257
Tabela 5.69 – Caracterização da Formação de Cabeço do Infante (membro superior).....	258
Tabela 5.70 – Caracterização da Formação de Silveirinha dos Figos.....	260
Tabela 5.71 – Caracterização da Formação de Torre.....	261
Tabela 5.72 – Caracterização da Formação de Monfortinho.....	263
Tabela 5.73 – Caracterização da Formação de Monfortinho (Membro de Piçarra Vermelha).....	264
Tabela 5.74 – Caracterização da Formação de Monfortinho (Membro de Cantareira).....	265
Tabela 5.75 – Caracterização da Formação de Falagueira.....	267
Tabela 5.76 – Caracterização da Formação de Falagueira (Membro de Chão da Velha).....	268
Tabela 5.77 – Caracterização da Formação de Falagueira (Membro de Murrachinha).....	269
Tabela 5.78 – Caracterização do Nível de Fratel.....	271
Tabela 5.79 – Principais unidades da Bacia de Alvalade (adaptado de Pimentel, 1997).....	275
Tabela 5.80 – Caracterização da Formação de Vale de Guizo.....	281
Tabela 5.81 – Caracterização da Formação de Monte Coelho.....	284
Tabela 5.82 – Caracterização da Formação de Esbarrondadoiro.....	285
Tabela 5.83 – Fósseis da Formação de Esbarrondadoiro.....	286
Tabela 5.84 – Fósseis da Formação de Esbarrondadoiro (cont).....	287
Tabela 5.85 – Caracterização da Formação de Formação de Alvalade.....	294
Tabela 5.86 – Caracterização da Formação de Panóias.....	295
Tabela 5.87 – Principais unidades litostratigráficas da Plataforma algarvia (adaptado de Terrinha <i>et al.</i> , 2006).....	298
Tabela 5.88 – Caracterização da Formação de Lagos – Portimão.....	312
Tabela 5.89 – Caracterização da Formação de Mem Moniz	317
Tabela 5.90 – Fósseis de Mem Moniz	318
Tabela 5.91 – Caracterização da Formação de Cacela	320
Tabela 5.92 – Moluscos bivalves identificados na jazida fossilífera da Ribeira de Cacela (Santos, & Boski, 1998).	321
Tabela 5.93 – Moluscos bivalves identificados na jazida fossilífera da Ribeira de Cacela (Santos, & Boski, 1998). (cont.)	322
Tabela 5.94 – Foraminíferos planctónicos da Formação de Cacela (Antunes <i>et al.</i> , 1981).....	322
Tabela 5.95 – Foraminíferos bentónicos e nanoplâncton calcários da Formação de Cacela (Cachão, 1995).....	323
Tabela 5.96 – Ostracodos da Formação de Cacela (Antunes <i>et al.</i> , 1981).....	325
Tabela 5.97 – Ostracodos da Formação de Cacela (Antunes <i>et al.</i> , 1981). (cont.).....	325
Tabela 5.98 – Caracterização da Formação do Ludo (Areias da Falésia)	327
Tabela 5.99 – Caracterização da Formação do Ludo (Areias de Monte Negro)	328
Tabela 5.100 – Caracterização da Formação do Ludo (Areias de Quarteira)	329

Tabela 5.101 – Caracterização da Formação do Ludo (Areias do Ludo)	330
Tabela 5.102 – Caracterização da Formação do Ludo (Areias e cascalheiras de Gambelas).....	331

Índice de Figuras

Figura 1.1 – Placas tectónicas no Cenozóico. (a) No Eocénico, as Américas estavam completamente separadas da Europa e África, mas a Índia ainda não tinha colidido com a Eurásia. (b) No Miocénico, a bacia do Oceano Atlântico continua a abrir e a Índia já colidiu com a Eurásia. Notar também que o Mar de Tétis entre África e Eurásia estava praticamente fechado nesta altura (Wicander & Monroe, 2004).....	5
Figura 1.2 – Esquema simplificado que mostra a colisão da Índia com a Ásia e a origem dos Himalaias(a) A margem Norte da Índia antes de colidir com a Ásia. Subducção da litosfera oceânica por debaixo do Sul do Tibete à medida que a Índia se aproximava da Ásia. (b) Há cerca de 40 a 50 Ma atrás a Índia chocou com a Ásia, mas porque a Índia era demasiado leve para ser subductado, foi empurrado debaixo da Ásia. (c) Continua a convergência empurrando rochas de origem asiática para o subcontinente indiano. (d) Desde há 10 Ma atrás, a Índia moveu-se debaixo de Ásia ao longo do limite da falha principal. Rochas marinhas pouco profundas que foram depositados na margem Norte da Índia estão agora nas zonas mais altas dos Himalaias (Wicander & Monroe, 2000).....	6
Figura 1.3 – Movimento das placas no Cenozóico. Deu-se a abertura da bacia do Oceano Atlântico à medida que as Américas se afastaram da Europa e África para Oeste, enquanto o oceano Pacífico diminuiu de tamanho. A África moveu-se para Norte e fechou parcialmente o mar de Tétis. A Índia colidiu com a Ásia. A Austrália moveu-se para norte para a sua posição actual. Abreviaturas das placas: AF, Africana; AN, Antártica; Ar, Arabica; Au, Australiana; CA, Caribiana; CO, Cocos; CR, Chatham Rise; EU, Euroasiática; FA, Farallon; IN, Indiana; JF, Juan de Fuca; KU, Kula; LH, Lord Howe; NA, América do Norte; NZ, Nazca; PA, Pacífico; PL, Filipinas; PH, Phoenix; SA, América do Sul (Wicander & Monroe, 2000).....	8
Figura 1.4 –O diagrama mostra três estádios de desenvolvimento dos Andes da América do Sul. (a) Anterior a 200 Ma atrás, a costa oeste da América do sul era uma margem continental passiva. (b) A orogénese começou quando a costa Oeste da América do Sul se tornou uma margem continental activa. (c) Deformação continua, vulcanismo e plutonismo (Wicander & Monroe, 2000).....	9
Figura 1.5 – A orogenia Larâmida teve lugar à medida que a placa Farallon era subductada debaixo da América do Norte. (a) A placa Norte Americana move-se para oeste sobre a placa de Farallon, debaixo do qual estava uma pluma do manto, o ângulo de subducção decresceu e a actividade ígnea mudou-se mais para o interior do continente. (b) Com a subducção perto da horizontal, a actividade ígnea cessou e a crosta continental foi deformado, principalmente por levantamento vertical. (c) A ruptura da placa oceânica pela pluma do manto marca o início de nova actividade ígnea (Wicander & Monroe, 2004).....	10
Figura 1.6 – Bacia de Paris no Eocénico médio. 1 – Extensão das margas; 2 – extensão da cintura de gesso; 3 – calcário e margas lacustres; 4 – Direcção e sentido das descargas fluviais no Eocénico médio. (Pomerol, 1973).....	12
Figura 2.1 - Coluna estratigráfica do estratótipo da base do Paleogénico, Andar Daniano, em El Kef, Tunísia (http://www.stratigraphy.org/logdanian.htm).....	14
Figura 2.2 – Coluna estratigráfica do Limite Paleogénico – Neogénico, em Lemme – Carrosio, Itália (http://www.stratigraphy.org/logpn.htm).....	15
Figura 2.3 – Coluna estratigráfica da base o Andar Ipresiano em Dababiya, Egipto (http://www.stratigraphy.org/logypres.htm).....	17
Figura 2.4 – Coluna estratigráfica da base do Oligocénico, Andar Rupeliano em Massignano perto de Ancona, Itália, (http://www.stratigraphy.org/loggeo.htm).....	19
Figura 2.5 Hyracotherium primeiros antepassados do cavalo (Eocénico superior), (http://cache.eb.com/eb/image?id=81270&rendTypeId=4).....	21
Figura 2.6 – <i>Palaeotherium</i> , primeiros antepassados do cavalo (Eocénico superior),(http://www.geovirtual.cl/geoliteratur/Credner499Palaeotherium.jpg).....	21

Figura 2.7 – <i>Moeritherium</i> , proboscídeo do Eocénico (http://www.50birds.com/extan/images/extanmeritheriumea.jpg).....	22
Figura 2.8 – <i>Propliopithecus</i> , símio do Eocénico (http://img167.imageshack.us/img167/5778/proploipithecussy9.jpg).....	22
Figura 2.9 – <i>Diatryma</i> , ave gigante do Paleocénico e o Eocénico da América do Norte (http://www.avph.com.br/jpg/diatryma.jpg).....	22
Figura 2.10 – Floresta luxuriante do Eocénico da América do Norte, indica clima tropical, povoado por grande variedade de mamíferos incluindo (1) titanotherios, (2) carnívoro, (3) antigo cavalo, (4) tapires, e (5) antigos rinocerontes (Wicander & Monroe, 2000).....	23
Figura 2.11 – História evolutiva dos mamíferos. Algumas ordens dos placentários já existiam no Mesozóico mas a maior diversidade foi atingida no Paleocénico e Miocénico. Não são referidas muitas ordens já extintas (Wicander & Monroe, 2004).....	23
Figura 2.12 – As folhas são boas indicadoras de clima. (b) Tendências climáticas deduzidas para quatro áreas na América do Norte baseado na percentagem de espécies de plantas com folhas de margem inteira. Mostra uma rápida queda da temperatura média anual no final do Eocénico (Wicander & Monroe, 2000).....	24
Figura 2.13 – Distribuição dos continentes no limite Cretácico – Paleocénico (http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/mollglobe.html)	26
Figura 2.14 – Distribuição dos continentes no Eocénico (http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/mollglobe.html).....	26
Figura 2.15 – Distribuição dos continentes no Oligocénico (http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/mollglobe.html).....	26
Figura 3.1 – Limite Paleogénico – Neogénico, secção Lemme – Carrosio (35 m abaixo do topo da secção) na vila de Carrosio, sul da cidade de Gavi e Norte de Voltaggio (província de Alessandria), Itália. (http://www.stratigraphy.org/).....	28
Figura 3.2 – Coluna estratigráfica do limite Miocénico – Pliocénico em Eraclea Minoa, Itália (http://www.stratigraphy.org/logmp.htm).....	29
Figura 3.3 - <i>Discoaster quinqueramus</i> http://www.nhm.ac.uk/hosted_sites/ina/CalcitePalace/neogene/d/D_quinqueramus.jpg).....	30
Figura 3.4 - <i>Globorotalia margaritae</i> (http://www.palaeos.com/Cenozoic/Pliocene/Images/Globorotalia.gif).....	30
Figura 3.5 – Definição do limite inferior do Gelasiano em Monte San Nicola, Itália (http://www.stratigraphy.org/loggelas.htm).....	31
Figura 3.6 – <i>Discoaster brouweri</i> do Gelasiano (http://www.mnhn.fr/mnhn/geo/discoaster2.jpg).....	32
Figura 3.7 – Caracterização do limite Pliocénico – Plistocénico em Vrica, Itália, (http://www.stratigraphy.org/logpp.htm)...33	33
Figura 3.8 – A abundância de artiodáctilos e perissodáctilos variou ao longo do Cenozóico. Durante o Eocénico, os perissodáctilos constituíam 60% da fauna de mamíferos com casco mas declinaram e agora são apenas 8%. Os artiodáctilos aumentaram de 40% no Eocénico para mais de 90% na actualidade. (Wicander & Monroe, 2000).....	34
Figura 3.9 – História dos artiodáctilos. Ainda muito cedo na sua história, os artiodáctilos dividiram-se em três grandes grupos: os Suídeos incluindo o porco, hipopótamos e os extintos porcos gigantes; os tylopoda são representados pelos camelos; e os ruminantes que são animais que mastigam erva (Wicander & Monroe, 2000).....	35
Figura 3.10 – Evolução dos perissodáctilos (Wicander & Monroe, 2000).....	36
Figura 3.11 – Evolução dos equídeos. O esquema mostra os géneros reconhecidos dos equídeos e a sua relação evolutiva. De notar, que durante o Oligocénico emergiram duas linhas separadas, uma levando aos cavalos de três dedos e, outra, para equídeos de um dedo que inclui o cavalo actual (Wicander & Monroe, 2000).....	36
Figura 3.12 – Filogenia dos elefantes modernos (Wicander & Monroe, 2000).....	37
Figuras 3.13 e 3.14 – <i>Machairodus</i> e <i>Smilodon</i> são tigres-dentes-de-sabre, predadores do Neogénico superior que vieram substituir os creodontes, (http://abc-animaux.iffrance.com/fiches/disparus/scanner/photos/smilodon.jpg) (http://www.rojar.web3.cz/cryptozoologie/imgzoom/smilodon.jpg).....	37
Figura 3.15 – Linha evolutiva dos Cetáceos (Wicander & Monroe, 2000).....	38

Figura 3.16 – Comparação entre o dente de um <i>Carcharocles megalodon</i> (à direita) e o <i>Carcharodon actual</i> (http://www.smm.org/buzz/media/images/2001-12.object_of_the_month.jpg).....	39
Figura 3.17 – Comparação entre o tamanho de um <i>Carcharocles megalodon</i> e um mergulhador http://www.biologo.com.br/tubarao/megalodonte.jpg	39
Figura 3.18 – Esqueleto do <i>Megatherium</i> (preguiça gigante) http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/c/ce/Megatherium_americanum_Skeleton_NHM.JPG/450pxMegatherium_americanum_Skeleton_NHM.JPG	41
Figura 3.19 – Reconstituição do <i>Megatherium</i> (http://ecx.images-amazon.com/images/I/41F-gax1jNL_AA240_.jpg).....	41
Figura 3.20 – <i>Dinornis maximus</i> – moa gigante da Nova Zelândia (http://www.avph.com.br/jpg/moa.jpg).....	41
Figura 3.21 – <i>Aepyomys titan</i> – ave elefante de Madagáscar (http://www.usd.edu/biol/faculty/swanson/ornith/pics/elephant.gif).....	41
Figura 3.22 - Registo das oscilações de $\delta^{18}\text{O}$ nos últimos 2,5 Ma (Dansgaard <i>et al.</i> , in http://www.ace.mmu.ac.uk/resources/gcc/figures/5_10.html).....	44
Figura 3.23 - Perfil $\delta^{18}\text{O}$ no gelo em Camp Century (Gronelândia) nos últimos 130 000 anos (Dansgaard <i>et al.</i> , in http://www.ace.mmu.ac.uk/resources/gcc/figures/5_10.html).....	45
Figura 3.24 – Formação do Istmo do Panamá no Pliocénico superior provocou a migração de seres vivos entre as Américas (Wicander & Monroe, 2000).....	51
Figura 3.25 – Distribuição dos continentes no Miocénico (http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/mollglobe.html).....	52
Figura 3.26 – Distribuição dos continentes no Plistocénico (http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/mollglobe.html).....	52
Figura 3.27 – Distribuição dos continentes actualmente (http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/mollglobe.html).....	52
Figura 4.1 – Crânio de <i>Aegyptopithecus zeuxis</i> (Wicander & Monroe, 2000).....	56
Figura 4.2 – Crânio de Proconsul (http://www.dinosoria.com/hominides/proconsul.jpg).....	57
Figura 4.3 – Reconstituição de Proconsul (http://www.icanet.it/pascal/UOMO_JPG/images/proconsul.jpg).....	57
Figura 4.4 – Reconstituição de <i>Ramapithecus</i> (http://www.bertsgeschiedenis.nl/geschiedenis%20aarde/ramapithecus3.jpg).....	58
Figura 4.5 – Biostratigrafia de diferentes espécies de homínídeos (Wicander & Monroe, 2000).....	59
Figura 4.6 – Crânio de <i>Ardipithecus ramidus</i> (http://escout.portail-svt.com/images/toumai.jpg).....	59
Figura 4.7 – Reconstituição de <i>Ardipithecus ramidus</i> (http://www.netcevap.org/resimler/sciam0307_1.jpg).....	59
Figura 4.8 – Crânio de <i>Australopithecus anamensis</i> (http://www.risktaking.co.uk/images/australopithecus%20afarensis.jpg).....	60
Figura 4.9 – Reconstituição de <i>Australopithecus anamensis</i> (http://www.vobs.at/bio/evolution/e-a-anam.jpg).....	60
Figura 4.10 – Crânio de <i>A. Afarensis</i> (http://www.boneclones.com/images/bh001_web-lg.jpg).....	61
Figura 4.11 – Reconstituição de <i>A. Afarensis</i> (http://www.naturalhistorymag.com/0207/images/0207feature1.jpg).....	61
Figura 4.12 – Crânio de <i>A. Africanus</i> (http://www.geocities.com/CapeCanaveral/Lab/8932/taung.jpg).....	61
Figura 4.13 – Reconstituição de <i>A. Africanus</i> (http://www.hombres-ya.com/images/australopithecus_africanus_zdenek_burian.jpg).....	61
Figura 4.14 – Crânio de <i>A. robustus</i> (http://www.scienceinafrica.co.za/pics/12_2002/skull.jpg).....	62
Figura 4.15 – Reconstituição de <i>A. robustus</i> (http://paleontologia.pl.ewolucja.org/forum/files/thumbs/t_kromdraaipwn2.jpg).....	62
Figura 4.16 – Crânio de <i>H. habilis</i> (http://www.skulls-skeletons.com/catalog/images/KN-ER%201813%20-%20Homo%20Habilis.JPG).....	62
Figura 4.17 – Reconstituição de <i>H. habilis</i> (http://www.abouthumanevolution.org/images/homhab275.jpg).....	62
Figura 4.18 – Crânio de <i>H. erectus</i> (http://www.ma.krakow.pl/img/pradzieje/czlowiek_erectus.jpg).....	63

Figura 4.19 – Reconstituição de <i>H. erectus</i> (http://www.kaliman.com.mx/kalitarjetas/fotos/homoerectus.jpg).....	63
Figura 4.20 – Crânio de <i>H. neanderthalensis</i> (http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/e/e0/Homo_sapiens_neanderthalensis.jpg/470px-Homo_sapiens_neanderthalensis.jpg).....	64
Figura 4.21 – Reconstituição de <i>H. neanderthalensis</i> (http://www.physics4u.gr/news/images6/neanderland_europe.jpg).....	64
Figura 4.22 – Os Cro-Magnons eram pintores de cavernas muito dotados. A imagem mostra um cavalo da caverna de Niaux, França (Wicander & Monroe, 2000).....	65
Figura 4.23 – Reconstituição de um acampamento de Cro-Magnon na Europa. Os Cro-Magnons eram caçadores muito dotados (Wicander & Monroe, 2000).....	66
Figura 5.1 – Principais cordilheiras e Bacias cenozóicas da Península ibérica (adaptado de Legoinha, 2001).....	68
Figura 5.2 – Principais depósitos cenozóicos de Portugal (Legoinha, 2001).....	78
Figura 5.3 – Geologia do NE de Portugal. Os afloramentos cenozóicos estão representados sobre as grandes unidades estruturais do substrato hercínico (adaptado de Pereira 2000).....	79
Figura 5.4 – Esboço da drenagem no episódio 2 (A), no episódio 3 (B) e no episódio 4 (C) (adaptado de Pereira <i>et al.</i> , 2000).....	86
Figura 5.5 – Afloramento da Formação de Vale Álvaro em Bragança, próximo da rotunda de acesso ao IP4 e Portelo (adaptado de Poças, 2004).....	87
Figura 5.6 – Pormenor do calcreto da base do afloramento, evidenciado na figura 5.5, onde é possível observar rizoconcreções (adaptado de Poças, 2004).....	87
Figura 5.7 – Perfis estratigráficos dos depósitos de Vale Álvaro, Bragança; a) domínio médio do leque aluvial (adaptado de Pereira, 1997); b) domínio distal do leque aluvial (adaptado de Poças 2004).....	87
Figura 5.8 – Formação de Bragança; corte junto ao hipermercado Modelo de Bragança (in Poças, 2004).....	89
Figura 5.9 – Perfil esquemático do corte junto ao hipermercado Modelo de Bragança (adaptado de Poças, 2004).....	89
Figura 5.10 – Exploração de argilas de Sendim onde somente é observável o Membro de Castro da Formação de Bragança (adaptado de Poças 2004).....	89
Figura 5.11 – Perfil estratigráfico de Sendim (adaptado de Poças, 2004).....	89
Figura 5.12 – Panorâmica do areeiro de Salselas. Representação dos dois membros da Formação de Bragança separados por descontinuidade (adaptado de Poças, 2004).....	90
Figura 5.14 – Descontinuidade entre os dois membros da Formação de Bragança. No topo observa-se a rubefacção do Membro de Atalaia (adaptado de Poças, 2004).....	90
Figura 5.15 – Perfil estratigráfico da Formação de Bragança no Alto da Bandeira (adaptado de Poças, 2004).....	90
Figura 5.16 – Localização da Bacia do Mondego (excerto da Carta Geológica de Portugal; 1/1000000; INETI) (Pais, <i>et al.</i> , em publicação.).....	95
Figura 5.17 – Legenda do Mesozóico e Cenozóico da Carta Geológica de Portugal; 1/1000000; INETI (Pais, <i>et al.</i> , em publicação.).....	95
Figura 5.18 - Localização da jazida da Silveirinha (Callapez, 2003).....	96
Figura 5.19 - Estilos sequenciais dos depósitos de Silveirinha. O bloco diagrama corresponde à reconstituição de um canal que comportaria os enchimentos A e B (adaptado de Pena-dos-Reis, Soares, & Antunes, 1981).....	96
Figura 5.20 – Corte esquemático através do Grupo de Sacões e dos correlativos depósitos da região SW de Coimbra; associações de fácies: A – conglomerados com fluxos gravíticos; B – espessos conglomerados maciços; C – alternância de espessos conglomerados e areão; D – arenitos cascalhentos; E – alternância de arenitos finos e lutitos; M – sedimentos marinhos costeiros, com fósseis do Placenciano inicial. FPC – falha de Pombal – Coimbra; FMA – falha de Miranda do Corvo – Arrifana; FLS – cavalgamento de Lousã – Seia; R – descontinuidade sedimentar regional (disconformidade ou discordância angular) (Cunha, 2000).....	97

Figura 5.21 – Perfil estratigráfico da região da Coja. CXG – Complexo xisto – grauvaque; mCAS – Membro do Casalinho de Cima; mMON – Membro da Monteiro; mFOL - Membro de Folques (Cunha, 1992).....	100
Figura 5.22 – Perfil de Vale do Freixo (modificado de Silva, 2001).....	101
Figura 5.23 – Perfil de Roussa (Soares <i>et al.</i> , 1984) RS – Arenitos de Roussa; BC – Argilas do Barracão.....	102
Figura 5.24 – (1) Perfil de Carnide, (2) Detalhe das camadas de base dos sedimentos fossilíferos do Pliocénico (Cachão, 1989).....	102
Figura 5.25 – (1) Perfil de Paredes de Vitória, (2) Detalhe das camadas de base dos sedimentos fossilíferos do Pliocénico (Cachão, 1989).....	102
Figura 5.26 – Corte esquemático SW – NE, da Bacia do Mondego, apresentando-se as unidades alostratigráficas: SLD5) Campaniano sup. – Maastrichtiano; SLD6) Paleocénico – Luteciano inf.; SLD7) Luteciano sup. – Bartoniano; SLD8) Priaboniano – Rupeliano; SLD9) Chatiano – Langhiano inf.; SLD10) Langhiano sup. – Tortoniano inf.; SLD11) Tortoniano sup. – Messiniano; SLD12) Zancleano; SLD13) Placenciano. 1 – Conglomerados e arenitos; 2 – lutitos; 3 – carbonatos; 4 – canais de alta sinuosidade; 5 – canais de baixa sinuosidade; 6 – silcreto; 7 – jazida fóssil; 8 – vulcanismo; 9 – descontinuidade; M – zonas MN (mamíferos) de Mein (1975) (Cunha, 1992a).....	103
Figura 5.27 – Formação da Silveirinha (foto João Pais)	105
Figura 5.28 – Formação da Silveirinha (foto João Pais)	105
Figura 5.29 – Formação da Silveirinha (foto João Pais).....	106
Figura 5.30 – Formação da Silveirinha ; local da jazida fossilífera (foto João Pais).....	106
Figura 5.31 – <i>Russellmys denisae</i> , mamífero de Silveirinha (Estravís, 1990).....	108
Figura 5.32 – <i>Arcius zbyzewskii</i> , mamífero Dermoptera ? de Silveirinha (Estravís, 2000).....	109
Figura 5.33 – <i>Donrussellia lusitanica</i> , mamífero primata de Silveirinha (Estravís, 2000).....	110
Figura 5.34 – <i>Meldimys cardosoi</i> , mamífero Rodentia de Silveirinha (Estravís, 2000).....	111
Figura 5.35 – Fóssil completo de <i>Diplocynodon</i> semelhante ao encontrado em Silveirinha (http://www.fossilien.de/).....	114
Figura 5.35 – Vértebra do <i>Diplocynodon</i> sp (Antunes, 2003b).....	114
Figura 5.36 – Fragmento de mandíbula do <i>Diplocynodon</i> (Antunes, 2003b).....	114
Figura 5.37 – Pólenes de Carófitas gyrogonites, <i>Nitellopsis</i> (Tectochara) <i>dutemplei</i> (Watelet) Grambast & Soulié-Märshe <i>minor</i> Riveline, encontrados em Silveirinha (Antunes & Colin, 2003).....	115
Figura 5.38 – Moluscos da Silveirinha: 1a-b - <i>Bithynia soaresi</i> sp. novo (x5). Paratype; 2a-b - <i>Bithynia soaresi</i> sp. novo (x5). Holotype; 3a-b - <i>Bithynia soaresi</i> sp. novo (x5). Paratype; 4 - <i>Chlamys</i> sp. (x7). Fragmento de valva com parte da margem ventral; 5 - <i>Bithynia soaresi</i> sp. novo (x4). Vista externa do opérculo; 6 - <i>Bithynia soaresi</i> sp. novo (x4). Vista interna do opérculo; 7 - <i>Bithynia soaresi</i> sp. novo (x4). Vista externa do opérculo; 8 - <i>Bithynia soaresi</i> sp. novo (x4). Vista interna do opérculo; 9 - <i>Bithynia soaresi</i> sp. novo (x4). Vista interna do opérculo; 10 - <i>Bithynia soaresi</i> sp. novo (x4). Vista interna do opérculo; 11 - <i>Bithynia soaresi</i> sp. novo (x4) Vista externa do opérculo; 12 - <i>Bithynia soaresi</i> sp. novo (x4). Vista externa do opérculo; 13 a-b - <i>Gyraulus antunesi</i> sp. novo (x4). Holotype; 14 - <i>Gyraulus antunesi</i> sp. novo (x4) Fragmento da espiral. 15 - <i>Gyraulus antunesi</i> sp. novo (x4). Fragmento da espiral; 16 - <i>Gyraulus antunesi</i> sp. novo (x7). Fragmento do pináculo mostrando o apex submergido. 17 - <i>Gyraulus antunesi</i> sp. novo (x7). Fragmento do pináculo mostrando o apex submergido; 18 - Cardíacea gen. sp. indet. (x7). Fragmento de valva (Callapez, 2003).....	116
Figura 5.40 – Ostracodos da Silveirinha: 1, 2, 4, 8 - <i>Iliocypris lusitanicus</i> n. sp. 3, 5-7 - <i>Cypris silveirinhaensis</i> n. sp. 9, 10 - Indet. Cypridacea sp. (Colin & Antunes, 2003).....	117
Figura 5.41 – 1 – Anfíbios salamandricos, género e espécies indeterminados de Silveirinha. 2 – Répteis de Silveirinha: A – <i>Geiseeltaliellus</i> sp.; B – cf. <i>Tinosaurus</i> ; C – <i>Scincomorphan</i> , género indeterminado; D - <i>Scincomorphan</i> , género indeterminado 2. Barra de escala representa 2 mm (Rage & Augé, 2003).....	118
Figura 5.42 – 3 – Lagartos de Silveirinha: A: <i>Glyptosaurini</i> , género e espécie indeterminados; B: <i>Glyptosaurini</i> , , género e espécie indeterminados C: <i>Melanosaurini</i> , cf. <i>Melanosaurus</i> . D: <i>Melanosaurini</i> , cf. <i>Melanosaurus</i> . E: <i>Melanosaurini</i> , , género e espécie indeterminados. F: ? <i>Anguinae</i> , género e espécie indeterminados; 4 – Cobra Tropicophiid. <i>Dunnophis matronensis</i> . Barra de escala representa 2 mm (Rage & Augé, 2003).....	119
Figura 5.43 – Tartaruga, <i>Neochelys</i> sp. de Silveirinha (Broin, 2003).....	120

Figura 5.44 – Formação de Côja em Carriça. Pode observar-se os dois membros da Formação (Foto João Pais).....	123
Figura 5.45 – Formação de Côja em Carriça. Contacto entre o Membro do Casalinho de Cima e o Super grupo do Douro (Foto Pais).....	123
Figura 5.46 – Exploração de argilas em Naia (“Cerâmica da Beira”). Localização do tronco de Angiospermica atribuído a <i>Entandrophragmoxylon</i> sp. ou <i>Leguminoxylon schoelleri</i> BOUREAU (Pais, 1992).....	125
Figura 5.47 - Tronco de Angiospérmica atribuído a <i>Entandrophragmoxylon</i> sp. ou <i>Leguminoxylon schoelleri</i> BOUREAU (Pais, 1992).....	125
Figura 5.48 – Esporos e Pólenes de Côja – 1 - <i>Anthoceros</i> sp., x 1000; 2 - <i>Lusatisporis</i> sp., x 1000; 3 - <i>Torispunctisporis</i> sp., x 1000; 4 - <i>Undulatisporis</i> sp., x1000; 5 - <i>Polypodiaceoisporites</i> sp., x 1000; 6 - <i>Arecipites</i> sp., x1000 7 - <i>Tricolpopollenites cf. librarensis</i> (Thomson) Thomson & Pflug, x 1000; 8 - <i>Triatriopollenites platycaryoides</i> Roche, x 1000. 9 - <i>Chenopodipollis</i> sp. x 1000; 10 - <i>Graminidites</i> sp., x 1000; 11 - <i>Entandrophragmoxylon</i> sp. ou <i>Leguminoxylon schoelleri</i> Boureau: a) secção transversal, x 100; b) secção radial, x 100; c) secção radial n, células de parênquima com cristais, x 700.....	126
Figura 5.49. – Localização das jazidas de Vale Furado e Feligueira Grande (excerto da Carta Geológica folha 22-D Marinha Grande, escala 1/50 000, (Zbyszewski & Assunção, 1965).....	135
Figura 5.50 – Legenda da Carta Geológica folha 22-D Marinha Grande, escala 1/50 000 (Zbyszewski & Assunção, 1965).....	135
Figura 5.51 – Formação do Bom Sucesso, Feligueira Grande (Foto João Pais).....	136
Figura 5.52 – Formação do Bom Sucesso, Vale Furado (Foto João Pais).....	136
Figura 5.53 – <i>Paralophiodon</i> cf. <i>leptorhynchum</i> . Canino inferior (Antunes, 1986d).....	137
Figura 5.54 – <i>Anoplotherium</i> cf. <i>commune</i> Cuvier (3a e 3b) vertebra caudal posterior e 4 – <i>Geochelone</i> (s. gen.) sp. (Antunes, 1986b).....	137
Figura 5.55 – <i>Iberosuchus macrodon</i> Antunes. Parte anterior do rostró (13 vista lateral esquerda e 14 vista lateral direita, x ½) (Antunes 1975).....	138
Figura 5.56 - <i>Iberosuchus macrodon</i> Antunes (15 vista posterior, x ½ e vista superior, x ½) (Antunes 1975).....	138
Figura 5.57 - <i>Iberosuchus macrodon</i> Antunes. Reconstituição da parte terminal da cabeça esquelética, vista lateral esquerda (Antunes, 1975).....	138
Figura 5.58 – Reconstituição de alguns mamíferos encontrados em Amor: <i>Micromeryx</i> sp. (9) <i>Mustelidae</i> indet. (10) <i>Lagopsis penai</i> . (11) <i>Armantomys tricrostus</i> (12) <i>Galerix exilis</i> (13) <i>Falbuschia darocensis</i> (14) <i>Heteroxerus grivensis</i> (15) <i>Megacricetodon collongensis</i> (16) <i>Microdyromys monspelliensis</i> e <i>M. complicatus</i> (17-18) (www.ucm.es/info/paleo/invest/somosag/lista.htm).....	141
Figura 5.59 – Mamíferos de Amor: 1-3 - <i>Galerix</i> ef. <i>exilis</i> (BLAINVILLE, 1831); 4-5 - <i>Lagopsis</i> ef. <i>peiiai</i> (ROYO, 1928); 6-7 - <i>Prolagus</i> ef. <i>oeningensis</i> (KÖNIG, 1825) escala das figuras (1-7), x 12,5; 9-15 - <i>Megacricetodon collongensis</i> (MEIN, 1958) escala das figuras (9-15), x 25; 16-24 - <i>Falbuschia freudenthali</i> novo sp. Escala das figuras 16-24, x 25 (Antunes & Mein, 1981).....	142
Figura 5.60 – Argilas do Barracão (foto João Pais).....	146
Figura 5.61 – Argilas do Barracão (foto João Pais).....	146
Figura 5.62 – Formação de Carnide em Vale de Freixo (foto João Pais).....	147
Figura 5.63 – Pliocénico na praia do Azeche (foto João Pais).....	147
Figura 5.64 – Localização da jazida de Vale de Freixo. Legenda: IGC – Jazida da Igreja de Carnide (Silva, 2001).....	148
Figura 5.65 – Gastrópodes termófilos do Pliocénico de Pombal, Portugal (Jazidas: VFX – Vale do Freixo; IGC – Igreja de Carnide; NAD – Nadadouro): 1-3 – <i>Strioterebrum reticulare</i> (Sacco, 1891) VFX, A=51,6 mm, col. Museu Nacional de História Natural da Univ. Lisboa; 4-6 – <i>Cypraecassis (Cypraecassis) testiculus</i> (L., 1758), VFX, A= 48,3 mm; 7-8 – <i>Marginella (Marginella) misae</i> Forli & Dell’Angelo, 2000, VFX, A= 42,7 mm; 9-11 - <i>Marginella (Marginella)</i> sp., VFX, A= 17,3 mm; 12-13 – <i>Acanthina cancellata</i> (Bellardi, 1882), IGC, A= 59,2 mm, col. Museu do Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa; 14-15 – <i>Distorsio (Rhysema) tortuosa</i> (Borson, 1821), VFX, A= 41,0 mm, Col. B. Landau; 16-18 – <i>Amalda (B.) glandiformis elongata</i> (Deshayes, 1830), NAD, A= 37,2 mm; 19-21 – <i>Ficus condita</i> (Brongniart, 1823), VFX, A= 37,0 mm (Silva, 2003).....	151

- Figura 5.66 – Gastrópodes de Vale de Freixo (Pliocénico): 1-2 - *Acmaea (Tectura) virginea* (MÜLLER, 1776) escala gráfica: 500 µm; 3-4 - *Scissurella (Scissurella) costata* (D'ORBIGNY, 1824) escala gráfica: 100 µm; 5-6 - *Helcion (Ansates) pellucidum* (LINNAEUS, 1758) C = 10,0 mm; 7-8 - *Helcion (Ansates) pellucidum* (LINNAEUS, 1758) C = 15,0 mm; 9-11 - *Diodora (Diodora) itailca* (DEFRANCE, 1820) C = 32,0 mm; 12 - *Diodora (Diodora) itailca* (DEFRANCE, 1820) C = 19,2 mm; 13 - *Emarginula (Emarginula) sp.* C = 1,9 mm; 14 - *Emarginula (Emarginula) sp.* C = 2,1 mm; 15-16 - *Emarginula (Emarginula) fissura* (LINNAEUS, 1758) C = 10,0 mm; 17-18 - *Emarginula (Emarginula) aff. punctura* (WOOD, 1848) C = 2,6 mm (Silva, 2001).....152
- Figura 5.67 - Gastrópodes de Vale de Freixo (Pliocénico): 1-3 - *Solariella cincta* (PHILIPPI, 1836) escala gráfica: 100 µm; 4-6 - *Cerithium (Theridium) varicosum* (BROCCHI, 1814) escala gráfica: 100 µm; 7-8 - *Cerithium (Theridium) varicosum* (BROCCHI, 1814) A = 45,8 mm; 1-3 - *Solariella cincta* (PHILIPPI, 1836) A = 45,8 mm (Silva, 2001).....153
- Figura 5.68 – Gastrópodes de Vale de Freixo (Pliocénico): 1-2- *Petalonchus (M.) glomeratus* (LINNAEUS, 1758) escala gráfica: 100 µm; 3-4 - *Capulus (Capulus) ungaricus* (LINNAEUS, 1758) 1 - escala gráfica: 500 µm; 2 - escala gráfica: 100 µm; 5-8 - *Schilderia flavicula* (LAMARCK, 1810) A = 37 mm; 9-11 - *Neosimnia spelta* (LINNAEUS, 1758) A = 9,3 mm; 12-13 - *Capulus (Capulus) ungaricus* (LINNAEUS, 1758) D = 16,2; 14 - *Petalonchus (M.) glomeratus* (LINNAEUS, 1758) dimensão máx. = 24,1 mm; 15 - *Serpulorbis arenaria* (LINNAEUS, 1758) dimensão máx. = 245,4 mm; 16 - *Serpulorbis arenaria* (LINNAEUS, 1758) dimensão máx. = 24,8 mm (Silva, 2001).....154
- Figura 5.69 – Gastrópodes de Vale de Freixo (Pliocénico): 1-2 - *Ficus condita* (BROGNIART, 1823) A = 39,1 mm; 3 - *Ficus condita* (BROGNIART, 1823) A = 37 mm; D = 22,1 mm; 4-5 - *Cymatium (Monoplex) distortum* (BROCCHI, 1814) A = 25,1 mm; 6-7 - *Distorsio (Rhysema) tortuosa* (BORSON, 1821) A = 41 mm; 8-9 - *Cerithiopsis* aff. *tubercularis* (MONTAGU, 1803) A = 3,5 mm; 10-11 - *Epitonium turtonis* (TURTON, 1819) A = 16 mm; 12-13 - *Epitonium* aff. *pseudoscalare* (BROCCHI, 1814) A = 29,9mm; Aa = 6,8 mm; 14-16 - *Epitonium* aff. *pseudoscalare* (BROCCHI, 1814) A = 19,5 mm (Silva, 2001).....155
- Figura 5.70 – Localização da Bacia Baixa do Tejo sector distal, sector intermédio (central) e sector proximal (Northen) (INETI, 2000).....157
- Figura 5.71 – Mapas paleogeográficos respeitante ao (A) Aquitaniano; (B) Burdigaliano sup.; (C) Serravaliano a Tortoniano inf.; (D) Placenciano da bacia do Baixo Tejo (Pais, 2004).....158
- Figura 5.72 – Localização do Sector distal da Bacia do Baixo Tejo (adaptado de Pais, 2004).....159
- Figura 5.73 – Enquadramento estratigráfico do Miocénico do sector distal da Bacia do Baixo Tejo (Antunes *et al.*, 2000a).....163
- Figura 5.74 – Correlação entre os cortes e sondagens desde o sector da Foz da Fonte – Ribeira das Lages (Península de Setúbal) até à região de Lisboa (Antunes *et al.*, 2000).....164
- Figura 5.75 - Localização do corte de Foz da Fonte, a Sul da Lagoa de Albufeira; Carta Geológica de Portugal folha 38-B, Setúbal (1/50 000, Manuppella *et al.*, 1999).....168
- Figura 5.76 – Interpretação biostratigráfica do corte de Foz da Fonte. Magnetostratigrafia, segundo Sen *et al.*, (1992) (*in* Legoinha 2001).....169
- Figura 5.77 – Foz da Fonte, Sequências deposicionais (SD) BØ, B1 e B2 (foto João Pais).....170
- Figura 5.78 – Penedo Sul, limite entre Sequências deposicionais (SD) BØ e B1 (foto João Pais).....170
- Figura 5.79 – Localização dos cortes de Cristo Rei e Quinta das Rosas (Legoinha, 2001).....172
- Figura 5.80 – Representação esquemática da geologia da arriba do Monumento a Cristo-Rei (Antunes *et al.*, 1999). Biozonas de foraminíferos (N), nanoplâncton (NN) e mamíferos (MN).....172
- Figura 5.81 – Corte do Cristo Rei: foraminíferos planctónicos e pequenos mamíferos; biostratigrafia (adaptado de Antunes *et al.*, 1996).....173
- Figura 5.82 – Corte do Cristo Rei: foraminíferos bentónicos e ostracodos; paleoambientes (adaptado de Antunes *et al.*, 1996).....174

Figura 5.83 – Cristo Rei, Limite entre as Sequências deposicionais BØ e B1 (Foto João Pais).....	174
Figura 5.84 – Cristo Rei. SD BØ, B1, B2 e L1 (Burdigaliano a Langhiano). Legenda: SD – sequências deposicionais; Div – unidades de Cotter; N – zonas de foraminíferos planctónicos (Foto João Pais).....	175
Figura 5.85 – Cristo Rei. Burdigaliano, Div. IVa e IVb, SD B1 Legenda: SD – sequências deposicionais; Div – unidades de Cotter (Foto João Pais).....	175
Figura 5.86 – Burdigaliano e Langhiano da Bacia do Baixo do Tejo (Cristo Rei). Jazidas de mamíferos (entre outros): 1 – Quinta do Narigão; 2 – Quinta das Pedreiras, Quinta do Pombeiro; 3 – Quinta da Farinheira; 4 – Chelas (Antunes <i>et al.</i> , 1996).....	177
Figura 5.87 – Corte do Penedo Norte (Legoinha, 2001).....	179
Figura 5.88 – Corte Quinta das Rosas: foraminíferos planctónicos e biostratigrafia (adaptado de Antunes <i>et al.</i> , 1996).....	181
Figura 5.89 – Corte de Quinta das Rosas: foraminíferos bentónicos e ostracodos (Antunes <i>et al.</i> , 1996).....	182
Figura 5.90 – Corte de Penedo Sul (Legoinha, 2001).....	183
Figura 5.91 – Corte de Costa da Caparica (Legoinha, 2001).....	184
Figura 5.92 – Costa da Caparica, Div VIa – VIIa, SD S1, S2 e T1 (Serravaliano – Tortoniano) (foto João Pais).....	185
Figura 5.93 – Corte de Ribeira das Lages (Legoinha, 2001).184	
Figura 5.94 – Ribeira das Lages, SD T1, N15 (Serravaliano sup. /Tortoniano inf.). É possível observar a descontinuidade entre a Div VII e siltitos finos da Ribeira das Lages (foto João Pais).....	187
Figura 5.95 – Ribeira das Lages (foto João Pais).....	187
Figura 5.96 – Penedo Norte (Burdigaliano, Langhiano e Serravaliano) N7 – N15, D6, D7; D8 (foto João Pais).....	188
Figura 5.97 – Corte de Foz do Rego (Antunes <i>et al.</i> , 1990).....	188
Figura 5.98 – Foz do Rêgo, SD T2, N16 (Tortoniano) Legenda: DS – sequências deposicionais (foto João Pais).....	190
Figura 5.99 – Corte de Fonte da Telha (Legoinha, 2001).....	190
Figura 5.100 – Distribuição estratigráfica das jazidas de mamíferos marinhos do Neogénico de Portugal. Biostratigrafia continental (2) e ciclos eustáticos de 3ª ordem (3) biostratigrafia marinha correlativa (1). Estratigrafia adaptada de Antunes <i>et al.</i> (2000a) e Manuppella (1994) para a Bacia do Baixo Tejo (região de Lisboa e Península de Setúbal); Oliveira <i>et al.</i> (1992) para a Bacia do Baixo Tejo (Alcácer do Sal) e Bacia de Alvalade; Antunes <i>et al.</i> (2000b) e Stevens (2000) para o Algarve.....	195
Figura 5.101 – Localização da sondagem de Belverde (Legoinha <i>et al.</i> , 2004).....	196
Figura 5.102 – Litologia, diagrfias, sequencias deposicionais e enquadramento cronostratigráfico da sondagem de Belverde (Legoinha <i>et al.</i> , 2004).....	197
Figura 5.103 – Biostratigrafia da sondagem de Belverde baseado em foraminíferos planctónicos (Legoinha <i>et al.</i> , 2004).....	198
Figura 5.104 – Distribuição dos palinomorfos da sondagem de Belverde (Legoinha <i>et al.</i> , 2004).....	199
Figura 5.105 – Localização do Sector Intermédio da Bacia do Baixo Tejo (adaptado de Pais, 2004).....	201
Figura 5.106 - Quadro de correlação e síntese das unidades litostratigráficas do Ribatejo com as definidas nas regiões de Lisboa - Setúbal, Leiria - Coimbra, Beira - Baixa e Lousã – Arganil e respectivas "roturas" peninsulares (modificado de Cunha, 1992). Sua correspondência com as inflexões eustáticas negativas. Solução de compromisso da escala de HAQ <i>et al.</i> (1988) com a cronostratigráfica continental e marinha de Antunes & Pais (1992). Unidades litostratigráficas de Cotter (1956). Tracejado vertical indicador de lacuna estratigráfica.....	204
Figura 5.107 – Perfil estratigráfico de Alcoentre onde é possível ver o contacto entre os Arenitos de Alcoentre (antes Arenitos de Ota) e os Calcários de Almoester (legenda pag. 229) (Barbosa, 1995).....	205
Figura 5.108 – Perfil estratigráfico de Vila Nova da Rainha onde é possível observar boa parte da sucessão dos Arenitos de Alcoentre (antes Arenitos de Ota) (legenda pag. 229) (Barbosa, 1995).....	206
Figura 5.109 – Perfil estratigráfico de Vale de Cavalos com boa exposição das Argilas de Tomar (legenda pag. 229) (Barbosa, 1995).....	207

Figura 5.110 – Perfil estratigráfico de Vale de Cavalos (cont.). Contacto entre Argilas de Tomar, Arenitos do Ulme e Conglomerados de Serra de Almeirim (legenda pag. 229) (Barbosa, 1995).....	208
Figura 5.111 – Legenda dos perfis estratigráficos de Alcoentre, Vila Nova da Rainha e Vale de Cavalos (Barbosa, 1995).....	209
Figura 5.112 – Localização do sector proximal da Bacia do Baixo Tejo (adaptado de Pais, 2004).....	211
Figura 5.113 – Perfil de referência da Formação da Torre (FTO) e parte da Formação de Monfortinho (FMO) nas imediações da povoação da Torre (Cunha, 1996).....	213
Figura 5.114 – Perfil de referência do Grupo de Beira Baixa, com as duas formações constituintes: Formação de Cabeço do Infante (FCI) e Formação de Silveirinha dos Figos (FSF). A coluna é relativa a região de Sarzedas. Apresentam-se as discordâncias com passagem ao grupo das Beiras (CXG) e à Formação da Torre (FTO). 1 – filitos e metagrauvaques; 2 – conglomerados maciços; 3 – conglomerados com estratificação entrecruzada côncava; 4 – arenitos maciços; 5 – arenitos com estratificação entrecruzada côncava; 6 – arenitos com estratificação oblíqua planar; 7 – arenitos laminados; 8 – siltitos; 9 – bioturbação (perfurações); 10 – cimentação por dolomite e/ou sílica (Cunha, 1996).....	214
Figura 5.115 – Perfil de referência da Formação de Silveirinha dos Figos em São Sebastião de Sarzedas. Legenda: FSF – Formação de Silveirinha dos Figos; FTO – Formação da Torre (Cunha, 1996).....	215
Figura 5.116 – Legenda dos perfis de Formação da Torre (FTO); Grupo de Beira Baixa e Formação de Silveirinha dos Figos (correspondente às figuras 5.113, 5.114 e 5.115) (Cunha, 1996).....	216
Figura 5.117 – Cortes geológicos da Beira Baixa, identificando-se as unidades cenozóicas: Unidade Arenosa – conglomerática de Cabeço do Infante (UCI); Unidade Arenosa de Silveirinha dos Figos (USF); Arenitos da Torre (ATO); Conglomerado de Monfortinho (CMO) e Conglomerado de Falagueira (CFA), e os vários níveis de terraços da área de Vila Velha de Rodão. Assinalam-se também várias falhas, as descontinuidades sedimentares regionais, a localização de perfis estratigráficos ou sondagens estudados e a natureza do soco: granito, complexo Xisto – Grauváquico ante – Ordovícico (CXG) ou quartzitos e xistos ordovícicos (RO). O corte C situa-se no prolongamento para ENE, do corte A.(Cunha, 1996).....	217
Figura 5.118 – Corte esquemático, segundo SW-NE, da Bacia do Baixo Tejo. Apresenta-se as principais unidades alostratigráficas: SLD7) Luteciano sup. – Bartoniano; SLD8) Priaboniano – Rupeliano; SLD9) Chatiano sup. – Burdigaliano; SLD10) Burdigaliano sup. – Tortoniano inf. SLD11) Tortoniano sup. – Messiniano; SLD12) Zanclico; SLD13) Placenciano. Para o Neogénico utilizou-se a correlação entre escalas continentais e marinhas apresentada por Antunes & Pais (1993) e onde também se posicionam as principais jazidas de mamíferos de Lisboa/Almada e do Ribatejo. O registo sedimentar no “offshore” é mal conhecido, pelo que não se podem representar em pormenor as variações de fácies. 1: conglomerados e arenitos; 2: lutitos; 3: carbonatos; 4: canais de elevada sinuosidade; 5: canais de baixa sinuosidade; 6: silcreto; 7: jazida fóssil com valor cronostatigráfico; 8: lignitos; 9: descontinuidade com representação à escala de bacia; M: zonas MN (mamíferos) de Mein (1975) (Cunha, 1996).....	218
Figura 5.119 – Formação de de Benfica, Paleogénico, em Picheleiros – Azeitão (Foto João Pais).....	223
Figura 5.120 – Formação de Benfica, Paleogénico, em Picheleiros – Azeitão (Foto João Pais).....	223
Figura 121 – Avenida Padre Cruz, Div IVA e IVb separados pela sequência deposicional SD B1 (foto M. T. Antunes).....	227
Figura 5.122 – <i>Bunolistriodon lockharti</i> (POMEL) Burdigaliano sup. – Langhiano, Quinta da Farinheira (Antunes & Estravís, 1986).....	230
Figura 5.123 – <i>Bunolistriodon lockharti</i> , (POMEL), Burdigaliano sup. – Langhiano, Quinta da Farinheira (Antunes & Estravís, 1986).....	230
Figura 5.124 - 1 - <i>Paratalpa</i> sp.; 2 - Dirnyliidae indét.; 3-5 - <i>Eucricetodon infralactorensis</i> (VIRET, 1930); 6 - <i>Melissiodon dominans</i> DEHM, 1950; 7-8 - <i>Heteroxerus vireti</i> BLACK, 1965; 9 - <i>Heteroxerus rubricati</i> CRUSAFONT & VILLALTA, 1955 10 - <i>Crocidosorex cf. antiquus</i> (POMEL, 1853); 11-18 - <i>Peridyromys murinus</i> (POMEL, 1853); 19-20 - <i>Microdyromys legidensis</i> DAAMS, 1981; 21-26 - <i>Pseudodryomys simplicidens</i> DE BRVIJN, 1966; 27-32 - <i>Pseudodryomys ibericus</i> DE BRVIJN, 1966; 33-36 - <i>Ligerimys antiquus</i> FAHLBVSCH, 1970. Avenida do Uruguai, Lisboa, Burdigaliano inf (Antunes & Mein, 1986).....	232
Figura 5.125 – Areias de Santa Marta em Corroios (foto João Pais).....	235
Figura 5.126 – Formação de Santa Marta em Vale de Milhaços perto do aterro sanitário (foto João Pais).....	235

Figura 5.127 - Ribeira da Apostiça, (areeiro do Mesquita) argilas cinzentas com gesso, plantas e moluscos (<i>Ostrea</i> sp., <i>Dreissena</i> sp.) intercaladas nas Areias de Santa Marta (foto João Pais).....	236
Figura 5.128 – Conglomerados de Belverde sobre as Areias de Santa Marta, Fonte da Telha (foto João Pais).....	236
Figura 5.129 – Conglomerados de Belverde sobre as areias de Santa Marta e encimadas por dunas recentes. Fonte da Telha (foto João Pais).....	237
Figura 5.130 – Clastos facetados pelo vento do Conglomerado de Belverde , Fonte da Telha (foto João Pais).....	237
Figura 5.131 – Formação de Marco Furado a S do v. g. Marco Furado (foto Azevedo, 1982).....	240
Figura 5.132 – Formação de Marco Furado no v. g. Redondo (foto Azevedo, 1982).....	240
Figura 5.133 – Formação de Alcoentre, Santarém (foto João Pais).....	244
Figura 5.134 – Formação de Alcoentre em Ponte de Sôr (foto João Pais).....	244
Figura 5.136 – Areias de Rio Maior e Calcários de Almoester – Santarém em Rio Maia (foto João Pais).....	246
Figura 5.137 – Calcários de Almoester na pedreira da Almoester (foto João Pais).....	249
Figura 5.139 – Argilas de Tomar, Arenitos de Ulme e Conglomerados de Almeirim, próximo de Almeirim (foto João Pais).....	254
Figura 5.140 – Argilas de Tomar encimados pelas areias de Ulme do Pliocénico, próximo de Ponte de Sôr (foto João Pais).....	254
Figura 5.141 – Arenitos do Ulme e Conglomerados de Almeirim em Vale de Cavalos (foto João Pais).....	255
Figura 5.142 – Conglomerados de Almeirim, Arenitos do Ulme e Argilas de Tomar, próximo de Almeirim (foto João Pais).....	255
Figura 5.143 – Formação de Cabeço do Infante em Sarzedas (foto João Pais).....	259
Figura 5.144 – Formação de Cabeço do Infante em Sarzedas (foto João Pais).....	259
Figura 5.145 – Formação de Torre em Sarzedas (foto João Pais).....	262
Figura 5.146 – Formação de Monfortinho em Sarzedas (foto João Pais).....	266
Figura 5.147 – Formação de Monfortinho em Sarzedas (foto João Pais).....	266
Figura 5.148 – Formação de Falagueira em Sarzedas (foto João Pais).....	270
Figura 5.149 – Localização da Bacia de Alvalade e (excerto da Carta Geológica de Portugal; 1/1000000; INETI) (Pais, <i>et al.</i> , em publicação).....	273
Figura 5.150 – Legenda do Mesozóico e Cenozóico da Carta Geológica de Portugal; 1/1000000; INETI) (Pais, <i>et al.</i> , em publicação).....	274
Figura 5.151 – Perfil da Formação de Vale do Guizo em Vale do Guizo e em Porches (adaptado de Pimentel, 1997).....	276
Figura 5.152 – Corte em Monte Coelho (adaptado de Pimentel, 1997).....	270
Figura 5.153 – Esquema do corte de Esbarrondadoiro, segundo as descrições e unidades definidas por Choffat (1950), Feio (1951), Antunes & Pais (1987; <i>in</i> Balbino, 1995) (adaptado de Pimentel, 1997).....	278
Figura 5.154 – Esboço da articulação espacial dos depósitos grosseiros e finos do membro inferior e do membro superior da Formação de Esbarrondadoiro, entre ribeira das Soberanas (a N) e São Romão de Panóias (a S) (Pimentel, 1997).....	279
Figura 5.155 – Perfil dos depósitos da Formação de Alvalade em São Domingos, Alentejo (Pimentel 1997).....	280
Figura 5.156 – Formação de Vale do Guizo no contacto com os depósitos da Zona Sul Portuguesa (foto João Pais).....	282
Figura 5.157 – Formação de Vale do Guizo no contacto com os depósitos da Zona Sul Portuguesa (foto João Pais).....	282
Figura 5.158 – Formação de Vale do Guizo em Vale do Guizo (foto João Pais).....	283
Figura 5.159 – Formação de Vale do Guizo em Vale do Guizo (foto João Pais).....	283
Figura 5.160 – <i>Myliobatis</i> cf. <i>aquila</i> (Linné, 1758) (Antunes & Balbino, 2006).....	288
Figura 5.161 - <i>Myliobatidae</i> indet. (Antunes & Balbino, 2006).....	288

Figura 5.162 – <i>Pteromylaeus</i> sp. (Antunes & Balbino, 2006).....	288
Figura 5.163 - <i>Aetobatus cappettai</i> Antunes & Balbino (Antunes & Balbino, 2006).....	288
Figura 5.164 – e – <i>Megascylorhinus miocaenicus</i> Antunes & Jonet, 1970, x 7,5 I – <i>Premontreia</i> (<i>Oxyscyllium</i>) cf. <i>dachiardi</i> Lawley, 1876, x 7,5 (Antunes & Balbino, 2004).....	288
Figura 5.165 – <i>Triakis</i> cf. <i>costamagnai</i> Cappetta e Nolf, 1991, x 20, (Antunes & Balbino, 2004).....	289
Figura 5.166 – <i>Galeorhinus gonçavesi</i> Antunes, Balbino & Cappetta, 1999a, x 9,5, (Antunes, Balbino & Cappetta, 1999a).....	289
Figura 5.167 – d – <i>Paragaleus antunesi</i> Balbino & Cappetta, 2000, x 18,5 h – <i>Carcharhinus</i> cf. <i>leucas</i> Valenciennes, 1839, x 3 (Antunes & Balbino, 2004).....	289
Figura 5.168 – <i>Carcharhinus</i> cf. <i>leucas</i> Valenciennes, 1839, x 3 (Antunes & Balbino, 2004).....	289
Figura 5.169 – 1-3 <i>Occitanomys alcalai</i> ; 4 <i>Apodemus gudrunae</i> ; 5-9 <i>Paraethomys meini</i> (Antunes & Mein, 1995).....	290
Figura 5.170 – 1 <i>Galerix depereti</i> Crochet; 2-3 <i>Cricetus</i> cf. <i>barrieri</i> Mein & Michaux; 4 <i>Blancomys</i> cf. <i>neglectus</i> Van de Weerd, Adrover, Mein & Soria; 5-6 <i>Ruscinomys</i> cf. <i>lasallei</i> Adrover; 7-9 <i>Stephanomys</i> cf. <i>ramblensis</i> Van de Weerd;; 10 <i>Apodemus gorafensis</i> Ruiz-Bustos, Sesé, Dabrio, Pena & Padial; 11-12 <i>Occitanomys</i> sp.; 13 <i>Castillomys margaritae</i> ;; 14-18 <i>Paraethomys</i> cf. <i>meini</i> CMichaux); 19-20 <i>Paraethomys anomalus</i> de Bruijn, Dawson & Mein; 21 <i>Eliomys trnci</i> Mein & Michaux; 22 <i>Eliomys</i> cf. <i>intermedius</i> Friant (Antunes & Mein, 1989).....	291
Figura 5.171 – 1-3 <i>Castanea vulgaris</i> Hill; 4 <i>Populus</i> cf. <i>balsamoides</i> Goepp.; 5 <i>Castanea vulgaris</i> Hill e <i>Salix</i> sp.; 5a <i>Salix</i> sp. (Teixeira, 1958).....	292
Figura 5.172 - Formação de Esbarrondadoiro em Santa Margarida do Sado (foto João Pais).....	293
Figura 5.173 – Localização da plataforma algarvia (excerto da Carta Geológica de Portugal (1/1000000; INETI) (Pais, <i>et al.</i> , em publicação).....	297
Figura 5.174 – Legenda do Mesozóico e Cenozóico da Carta Geológica de Portugal (1/1000000; INETI) (Pais, <i>et al.</i> , em publicação).....	297
Figura 5.175 – Corte da praia do Canavial: enquadramento cronostatigráfico e idades isotópicas (adaptado de Pais <i>et al.</i> , 2000b).....	300
Figura 5.176 – Coluna litostratigráfica do Miocénico da Praia da Rocha e datações isotópicas. CRON: - cronostatigrafia; BIO. – Biozona de foraminíferos planctónicos; Amost. – amostragem; LIT. – Litostratigrafia; Datações isotópicas (Legoinha, 2001).....	301
Figura 5.177 – Corte da praia do Hotel Auramar. Idades isotópicas e interpretação cronostatigráfica (Legoinha, 2001).....	302
Figura 5.178 – Corte de Cacela; enquadramento cronostatigráfico e idade isotópica. Correlação com bio-eventos da Bacia do Guadalquivir. G – Glauconite (Legoinha, 2001).....	303
Figura 5.179 – Corte de Olhos de Água; datações isotópicas e enquadramento cronostatigráfico (adaptado de Pais <i>et al.</i> , 2000).....	305
Figura 5.180 – Coluna litostratigráfica representativa do Plio-Plistocénico no Algarve. Na barra indicadora de granulometrias a/af= silte arenoso/areia fina; am= areia média; ag/mg= areia grosseira/muito grosseira; s/c= seixo/calhaus (Terrinha <i>et al.</i> , 2006).....	308
Figura 5.181 – Relações espaciais entre as unidades caracterizadas (Moura <i>et al.</i> , 1999).....	308
Figura 5.182 – Corte geológico esquemático (sem escala) da praia da Falésia, demonstrativo das relações geométricas entre as unidades litostratigráficas (Moura <i>et al.</i> , 1999).....	309
Figura 5.183 – Corte geológico esquemático, demonstrativo da estratificação característica das Areias e cascalheiras de Gambelas (membro superior da Formação do Ludo) (Moura <i>et al.</i> , 1999).....	309

Figura 5.184 – Quadros de proposta de enquadramento biostratigráfico de: A – Formação de Lagos – Portimão por foraminíferos planctónicos; B – Formação de Mem Moniz por nanofósseis calcários; C – Formação de Cacela por nanofósseis calcários, foraminíferos planctónicos e datações isotópicas (Rocha <i>et al.</i> , 2006).....	310
Figura 5.185 – Enquadramento estratigráfico do Cenozóico Algarve (Pais <i>et al.</i> , 2000).....	311
Figura 5.186 – Formação de Lagos – Portimão, contacto com o Cretácico, praia do Canavial (foto João Pais).....	313
Figura 5.187 – Formação de Lagos – Portimão, Carvoeiro (foto João Pais).....	313
Figura 5.188 – Formação de Lagos – Portimão, praia do Caneiro (Ferragudo) (foto João Pais).....	314
Figura 5.189 – Formação de Lagos – Portimão, sobreposta por areias finas e silts, praia do Hotel Auramar (foto João Pais).....	314
Figura 5.190 – Formação de Lagos – Portimão, Olhos de Água (foto João Pais).....	315
Figura 5.191 – Formação de Lagos – Portimão, praia da Marinha (foto João Pais).....	315
Figura 5.192 – Formação de Lagos – Portimão, Briozoários, praia da Marinha (foto João Pais).....	316
Figura 5.193 – Formação de Mem Moniz em Mem Moniz (foto João Pais).....	319
Figura 5.194 - Formação de Mem Moniz em Mem Moniz (foto João Pais).....	319
Figura 5.195 – Formação de Cacela em Ribeira de Cacela (foto João Pais).....	326
Figura 5.196 – Formação de Cacela em Ribeira de Cacela (foto João Pais).....	326
Figura 5.197 – Formação da Falésia, Praia da Falésia, (foto João Pais).....	332
Figura 5.198 – Formação da Falésia, Praia da Falésia (foto João Pais).....	332
Figura 5.199 – Formação do Ludo, afloramento perto da praia da Falésia (foto João Pais).....	333
Figura 5.200 – Formação do ludo, afloramento perto da praia da Falésia (foto João Pais).....	333

Objectivos

Os objectivos da dissertação são:

- Desenvolver projecto de formação pessoal de investigação sobre o Cenozóico, a mais recente Era do Tempo Geológico que muitas vezes tem sido completamente negligenciado nos programas de Geologia do ensino secundário.
- Compreensão da Geologia de Portugal no contexto ibérico, europeu e mundial.
- Apresentação de locais representativos das principais etapas de história geológica do Cenozóico em Portugal com apresentação de descrições das principais rochas e fósseis e sua interpretação em termos de evolução paleogeográfica, paleoambiental e evolução biológica.
- Elaboração de tabelas de síntese sobre as diferentes formações cenozóicas portuguesas.
- Conhecer alguns aspectos notáveis da evolução dos seres vivos nos últimos 65 milhões de anos.
- Compreender que a evolução dos seres vivos está intimamente ligada com a evolução do próprio planeta.
- Produzir materiais com interesse científico e pedagógico, com recurso às tecnologias de informação e comunicação (TIC) que possam contribuir para a melhoria do ensino/aprendizagem das Ciências da Terra no ensino secundário.
- Contribuir para o incremento do ensino da geologia de Portugal no ensino básico, secundário e superior disponibilizando materiais científicos na Internet.
- Incentivar e despertar o interesse dos alunos para a ciência no geral e da geologia em particular.
- Despertar interesse sobre a história da Terra e sua importância para compreensão do mundo actual.
- Consciencializar para o facto de ser fundamental a preservação e protecção dos seres vivos para equilíbrio do próprio planeta.
- Alertar para a necessidade de proteger o património geológico português.

Metodologia

Neste trabalho será feita uma abordagem ao Cenozóico começando pelos aspectos gerais depois particularizando para Portugal.

Serão aqui analisados todos os Períodos desta Era e as suas subdivisões tendo como base a Tabela Cronostratigráfica do ICS de 2007, e em todos eles são explorados os aspectos relacionados com a origem da designação, paleontologia, os seus limites superiores e inferiores, paleogeografia e evolução climática.

Para Portugal, são apresentados e descritos os locais mais representativos do cenozóico em Portugal, que são a Bacia do Douro, a Bacia do Mondego, a Bacia do Baixo Tejo, a Bacia de Alvalade e a Plataforma Algarvia, em termos da sua localização, evolução e enchimento das bacias, génese, paleontologia e descrição das diferentes formações.

Para o registo sedimentar cenozóico português, Cunha (1992a, 1992b) propôs uma sucessão de unidades litostratigráficas definidas por identificação, na sucessão estratigráfica, dos conjuntos de estratos caracterizados por relativa homogeneidade litológica, diferenciando-se bem, em afloramento, das unidades enquadrantes e, frequentemente, consagrados por utilizações anteriores.

A espessura é variável e os limites são identificáveis no terreno e correspondem a apreciável contraste litológico, sendo, geralmente, descontinuidades sedimentares. Todas as formações definidas correspondem, em regra a aloformações (abreviadas por SLD – Sequencia Limitada por Descontinuidade) dado que os seus limites inferiores e superiores são rupturas sedimentares de valor supra regional. Em algumas formações diferenciam-se regionalmente associações de fácies conglomeráticas, arenosas ou lutíticas, justificando-se a sua subdivisão em grupos, formações e membros, de acordo com as regras internacionais de nomenclatura estratigráfica (I. S. S. C., 1994), geralmente possíveis de serem cartografadas a uma escala igual ou inferior a 1/50 000

Serão aqui descritas todas as unidades SLD e é elaborado um quadro resumo onde, para cada formação, são focados os aspectos relacionados com o nome da formação, unidade alostratigráfica a que pertence, datação, espessura máxima, distribuição geográfica, paleontologia, génese, litologia e respectiva bibliografia. Os aspectos paleontológicos são também apresentados em tabelas, acompanhados, sempre que possível, de fotos e esquemas enfatizando os aspectos mais importantes do conteúdo fóssilífero das diferentes formações.

Capítulo 1 – Cenozóico

Capítulo 1 – Cenozóico

1.1. Aspectos Gerais

Constitui a Era mais recente da história da Terra. A designação provém de duas palavras gregas que significam vida recente (Kainos = novo; zoon = ser vivo). Foi caracterizada pela primeira vez por Brongniart em 1807.

A Era Cenozóica iniciou-se há 65,5 Ma, após o final do Cretácico e continua na actualidade. Representa, em duração, 1/3 da Era Mesozóica e de 1/6 da Era Paleozóica, ou seja, constitui apenas 1,4% da história da Terra (tabela 1.1).

As rochas do Cenozóico são, apesar de tudo, as mais comuns porque estão mais próximas da superfície e foram pouco alteradas pelos processos geológicos.

A distribuição dos continentes e mares e a expressão topográfica dos continentes no presente resultaram de processos operados durante a Era Cenozóica. O Oceano Atlântico abriu formando um vasto oceano. A Índia moveu-se através do Oceano Indico e colidiu com a Ásia formando os Himalaias. O Mediterrâneo fechou.

O clima global tornou-se mais frio, e os últimos milhões de anos fizeram regressar glaciares e capas de gelo à América do Norte, Eurásia e Antárctica. A última idade do gelo começou acerca de 1,8 milhões de anos e incluiu vários intervalos de expansão glacial separados por períodos interglaciares. O período interglacial presente começou há 10 000 anos atrás. Todavia, não se sabe se, na actualidade, ainda estamos em período interglacial ou a entrar noutro período glacial (Wicander & Monroe, 2000).

O desaparecimento dos dinossauros, no final da Era Mesozóica, abriu as portas ao desenvolvimento e proliferação dos mamíferos, que passaram a dominar em quase todos os ecossistemas terrestres. Daí que esta Era seja, também, conhecida por “Era dos Mamíferos”. Muitas outras formas de vida tiveram grande desenvolvimento e diversificação: aves, répteis, peixes, insectos, plantas com flor, etc.

O Homem também se desenvolveu durante esta Era. O Homem moderno apareceu à cerca de 30 000 anos.

INTERNATIONAL STRATIGRAPHIC CHART

International Commission on Stratigraphy

Phanerozoic										Eonothem Eon	
Mesozoic			Cenozoic							Erethem Era	
Cretaceous			Paleogene			Neogene			Quaternary *	System Period	
			Paleocene		Eocene	Oligocene	Miocene	Pliocene	Pleistocene	Holocene	
			Paleocene	Eocene	Oligocene	Miocene	Pliocene	Pleistocene	Holocene	Series Epoch	
			Paleocene	Eocene	Oligocene	Miocene	Pliocene	Pleistocene	Holocene	Stage Age	
			Paleocene	Eocene	Oligocene	Miocene	Pliocene	Pleistocene	Holocene	Age Ma	
			Paleocene	Eocene	Oligocene	Miocene	Pliocene	Pleistocene	Holocene	GSSP	
Lower			Danian	Ypresian	Rupelian	Serravallian	Zanclean	Valdarnian	Calabrian	Upper	0.0117
			Daletian	Therapsid	Praburian	Tortonian	Messinian	Heulandian	Tombian		0.125
						Langhian					0.781
						Aquarian					1.805
											2.588
											3.500
											5.382
											7.245
											11.658
											13.82
											15.97
											20.48
											28.09
											28.4 ± 0.1
											33.9 ± 0.1
											37.2 ± 0.1
											40.4 ± 0.2
											48.5 ± 0.2
											55.8 ± 0.2
											58.7 ± 0.2
											- 51.1
											65.5 ± 0.3
											70.6 ± 0.6
											83.5 ± 0.7
											85.8 ± 0.7
											- 88.6
											98.5 ± 0.8
											99.5 ± 0.9
											112.0 ± 1.0
											125.0 ± 1.0
											130.0 ± 1.5
											- 183.9
											140.2 ± 1.0
											145.5 ± 1.0

[illegible]

Geologic Era		System Period		Series Epoch	Stage Age	Age Ma	GSSP	
Phanerozoic		Paleozoic		Devonian	Upper	Famennian	369.2 ± 2.5	🚩
					Frasnian	374.5 ± 2.6	🚩	
					Givetian	385.9 ± 2.6	🚩	
					Eifelian	391.8 ± 2.7	🚩	
					Ensilian	397.5 ± 2.7	🚩	
					Pragian	407.0 ± 2.8	🚩	
					Lochkovian	411.2 ± 2.8	🚩	
						416.0 ± 2.8	🚩	
					Prisol	418.7 ± 2.7	🚩	
					Ludlow	421.9 ± 2.6	🚩	
		Silurian		Gedrfian	422.9 ± 2.5	🚩		
				Homerian	426.2 ± 2.4	🚩		
				Grevinodian	428.2 ± 2.3	🚩		
				Telychian	426.0 ± 1.9	🚩		
				Aeronian	439.0 ± 1.8	🚩		
		Ordovician		Rhuddian	443.7 ± 1.5	🚩		
				Himantian	445.6 ± 1.5	🚩		
				Kalen	455.8 ± 1.6	🚩		
				Sardinian	460.9 ± 1.6	🚩		
				Darwinian	468.1 ± 1.6	🚩		
		Cambrian		Dapingian	471.8 ± 1.6	🚩		
				Folan	478.5 ± 1.7	🚩		
				Themacoid	488.3 ± 1.7	🚩		
				Stage 10	~482 *	🚩		
				Furongian	Stage 9	~456 *	🚩	
				Pailian	~439	🚩		
				Guzhangian	~508	🚩		
				Durianian	~506.5	🚩		
				Stage 5	~510 *	🚩		
				Series 2	Stage 4	~515 *	🚩	
					Stage 3	~521 *	🚩	
					Stage 2	~528 *	🚩	
				Trematulan	Foramen	542.0 ± 1.0	🚩	

This chart was drafted by Gault Ogg, Intra Cambrian unit age

* with * are informal, and awaiting ratified definitions.

Copyright © 2008 International Commission on Stratigraphy

[illegible]

Subdivisions of the global geologic record are formally defined by their lower boundary. Each unit of the Phanerozoic (i.e., 542 Ma to Present) and the base of Ediacaran are defined by a basal Global Standard Section and Point (GSSSP), whereas Precambrian units are formally subdivided by absolute age (Global Standard Stratigraphic Age, GSSA). Details of each GSSP are posted on the CS website (www.stratigraphy.org).

Numerical ages of the unit boundaries in the Phanerozoic are subject to revision. Some stages within the Cambrian will be formally named upon international agreement on their GSSP limits. Most sub-Series boundaries (e.g., Middle and Upper Aptian) are not formally defined.

Colors are according to the Commission for the Geological Map of the World (www.cgmw.org). The used numerical ages are from 'A Geologic Time Scale 2004', by F.M. Gradstein, J.G. Ogg, A.G. Smith, et al. (2004, Cambridge University Press) and 'The Concise Geologic Time Scale' by J.G. Ogg and F.M. Gradstein (in press).

Tabela 1.1 – Quadro de divisões estratigráficas de 2007 (<http://www.stratigraphy.org/>)

1.2 Sub divisões e limites

Tradicionalmente, o Cenozóico estava dividido em dois períodos, o Terciário, que representaria mais de 95 % do Cenozóico, e o Quaternário que corresponderia aos últimos 1.8 milhões de anos. Actualmente, estas divisões caíram em desuso. O período Terciário foi abandonado. Em 2007, foi recomendado pelo ICS (International Commission on Stratigraphy) que o Quaternário seja considerado como um Período/Sistema formal do Cenozóico. Trata-se de um intervalo de oscilações climáticas extremas (episódios glaciares e interglaciares) que se terá iniciado há 2,6 Ma (base do Andar Gelasiano), compreendendo as épocas Holocénico e Plistocénico e parte Pliocénico superior (tabela 1.2).

O que antes era coincidente com o Terciário foi dividido por Lyell (1830) em Eocénico (bacia de Paris), Miocénico (bacia da Aquitânia) e Pliocénico (bacia do Pó). Só em 1854, Beyrich separou o Oligocénico do Eocénico com base em depósitos das bacias Alemães e, em 1874, Schimper separou o Paleocénico da base do Eocénico. Cada uma destas Séries/Épocas está dividida em diversos Andares/Idades.

Era	Período/Sistema	Séries/Épocas	Divisões Clássicas	Anos
CENOZÓICO	Neogénico	Holocénico	Quaternário	11 000 anos - presente
		Plistocénico		2,588 M. a. - 11 000 anos
		Pliocénico	Terciário	5,332 - 2,588 M.a.
		Miocénico		23,03 - 5,332 M.a.
	Paleogénico	Oligocénico		33,9 - 23.03 M.a.
		Eocénico		55,8 - 33,9 M.a.
		Paleocénico		65,5 - 55,8 M.a.

Tabela 1.2 – Correlação entre as divisões tradicionais do Cenozóico e as actuais (<http://www.stratigraphy.org/>).

A base do Cenozóico, base do andar Daniano, é marcada por uma anomalia geoquímica de irídio, associada com um horizonte de numerosas extinções (foraminíferos, nanofósseis calcários, dinossauros, amonites, belemnites e rudistas). O limite entre o último andar do Cretácico, o Maastrichtiano, e o primeiro andar do Cenozóico, Daniano, é definido pela extinção das Globotruncanas (foraminíferos) e, é no Daniano, que aparecem os primeiros organismos planctónicos característicos do Cenozóico (*Globorotalia danica* e *G. pseudobulloides*). Houve, também, modificações de fácies, acumulação de depósitos neríticos abundantes e novas transgressões que se sucederam à regressão do final do Cretácico. Do ponto de vista tectónico o limite coincide com a fase Larâmida do Ciclo Alpino.

O topo do Cenozóico corresponde ao momento actual que por convenção se fixou em 1950 referindo-se os tempos do antigo Quaternário, frequentemente, a tempos B.P (before present).

O final do Cenozóico é o presente.

1.3 Paleontologia

No final do Cretácico extinções maciças dizimaram as faunas e floras tanto em ambientes terrestres como aquáticos. No entanto, a renovação foi relativamente rápida. Com o desaparecimento dos dinossauros, os mamíferos, que evoluíram a partir dos Cinodontes no Triásico superior, de pequeno tamanho e não particularmente diversificados, rapidamente se tornaram no grupo mais diversificado e abundante de vertebrados terrestres. No Neogénico, atingem grandes dimensões ocupando o lugar dos répteis do Mesozóico.

Nas plantas, as cicadófitas, plantas tradicionalmente classificadas na sistemática botânica como gimnospérmicas, quase se extinguem enquanto, as angiospérmicas ou plantas com flor, continuaram a sua diversificação e dominaram as comunidades de plantas terrestres. Os grupos das aves actuais apareceram durante o Paleogénico, atingiram a diversidade máxima durante o Plistocénico, tendo decaído a partir daí.

A ligação terrestre entre a América do Norte e a do Sul permitiu migrações de animais nas duas direcções o que terá contribuído para a extinção de muitas formas, em especial de marsupiais da América do Sul.

Nos mares, os invertebrados marinhos continuaram a diversificar-se após as extinções do final do Cretácico. Surgem os *Discoaster* no nanoplâncton, nos foraminíferos as *Globorotalias* e há renovamento importante nas *Globigerinas*. Esta rápida renovação pode estar relacionada com a subida do nível do mar no Paleocénico até o Eocénico médio, aumentando o espaço para o desenvolvimento de seres marinhos, associado a um clima favorável levou ao incremento de espécies no Paleocénico, culminando com elevada diversidade no Eocénico inferior e médio.

Do ponto de vista estratigráfico, alguns grupos são particularmente importantes. Dos vertebrados, os mamíferos permitem boas zonações em ambientes continentais; dos invertebrados, os gastrópodes e lamelibrânquios são particularmente comuns sendo pequeno o seu interesse cronostatigráfico; nas microfaunas, os foraminíferos são excelentes indicadores. As *Numulites* caracterizam o Paleogénico, os *Alveolinídeos* explodem no Paleogénico e desaparecem no Neogénico, as *Orthophragminas* são importantes no Eocénico, as *Lepidoclinas* no Oligocénico e as *Miogipsinas* no Miocénico; as *Globorotalias* permitem estabelecer escala biostratigráfica particularmente fina.

Os vegetais são pouco importantes do ponto de vista cronostratigráfico mas têm interesse paleoecológico e paleoclimático (Pais, 2004).

1.4 Paleogeografia

Durante o Cenozóico, continuou a fragmentação dos continentes, que progressivamente se deslocaram para as posições actuais (fig. 1.1). A fragmentação da Pangeia e a movimentação dos vários blocos continentais é responsável pela distribuição actual dos continentes e oceanos. A deriva continental e a tectónica de placas influenciaram os oceanos, o clima e a atmosfera; afectou a migração dos animais e a dispersão das plantas.

Formaram-se a dorsal Atlântica e do Pacífico Este. No Oceano Atlântico, a separação na dorsal conduziu à posição actual das Américas em relação à Europa e África.

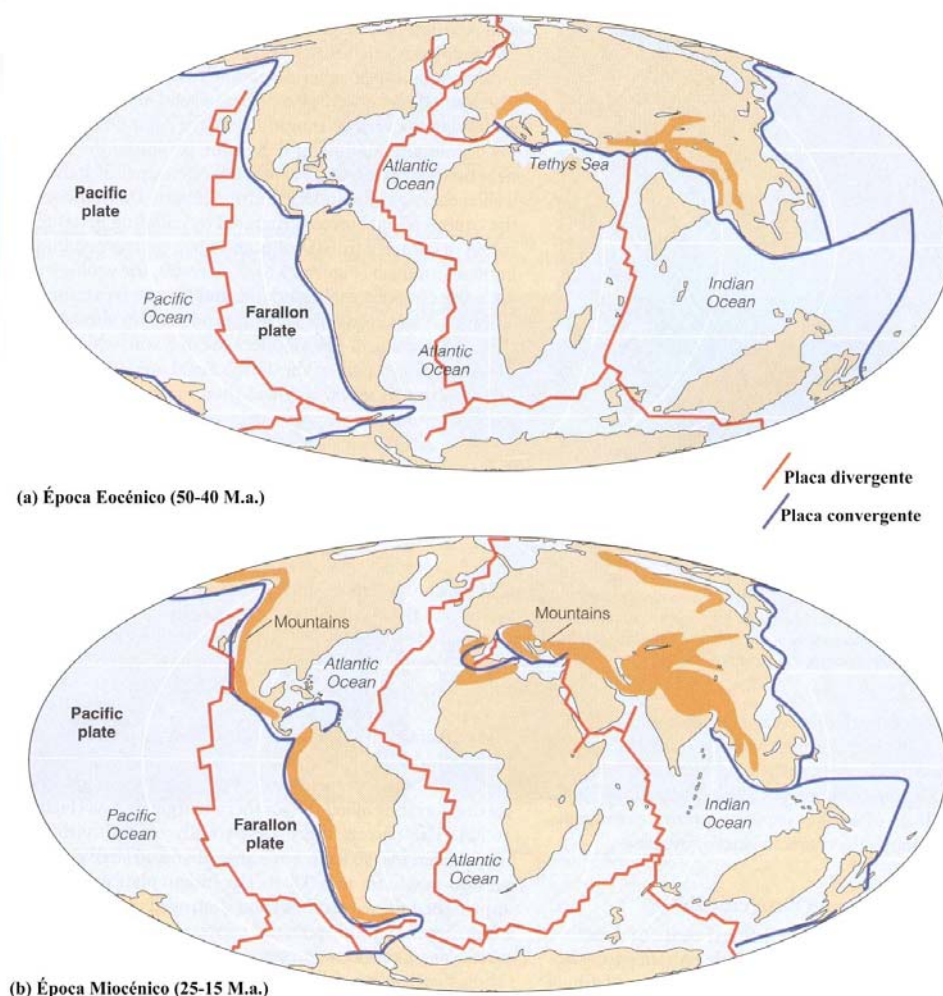


Figura 1.1 – Placas tectónicas no Cenozóico. (a) No Eocénico, as Américas estavam completamente separadas da Europa e África, mas a Índia ainda não tinha colidido com a Eurásia. (b) No Miocénico, o Oceano Atlântico continua a abrir e a Índia já colidiu com a Eurásia. Notar também que o Mar de Tétis entre África e Eurásia estava praticamente fechado nesta altura (Wicander & Monroe, 2004).

Outro acontecimento importante foi o movimento para norte da placa indiana e a colisão com o sudeste da Ásia (fig. 1.2). O longo caminho da Índia começou no Cretácico, quando se separou de Gondwana e se deslocou progressivamente para Norte. Ao fazê-lo, a Índia, juntamente com o movimento para norte da placa Africana, provocou o fecho a Oriente do mar de Tétis. Durante o Cenozóico inferior, a Austrália separou-se da Antárctica e movimentou-se para norte para a sua posição actual.

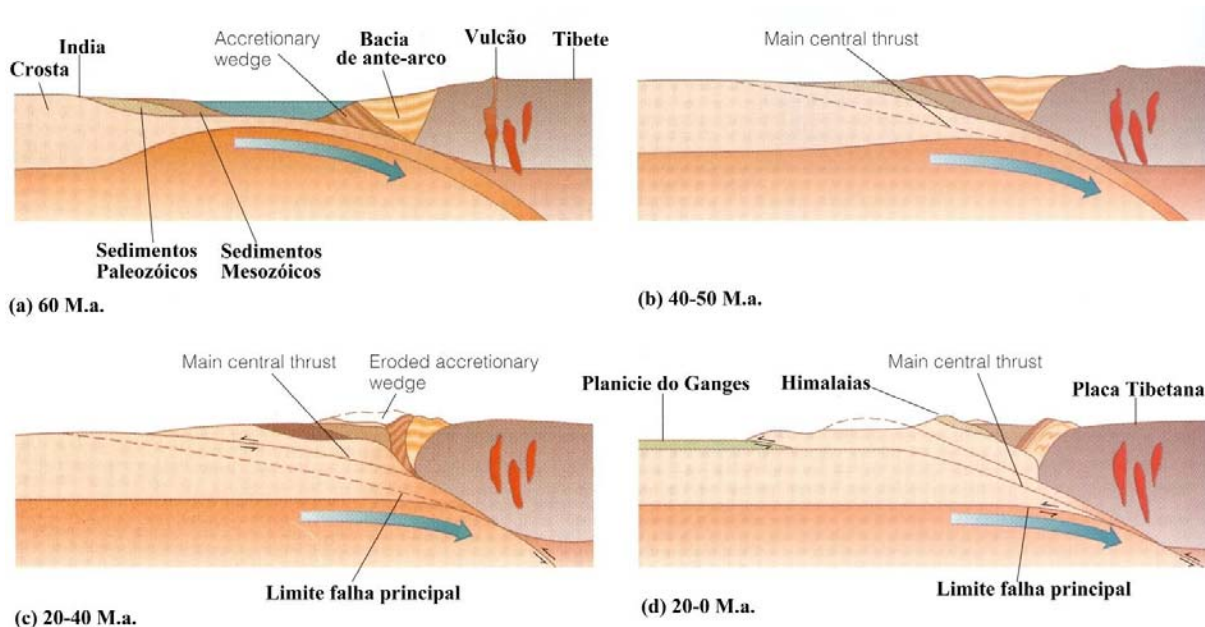


Figura 1.2 – Esquema simplificado que mostra a colisão da Índia com a Ásia e a origem dos Himalaias (a) A margem Norte da Índia antes de colidir com a Ásia. Subducção da litosfera oceânica por debaixo do Sul do Tibete à medida que a Índia se aproximava da Ásia. (b) Há cerca de 40 a 50 Ma atrás a Índia chocou com a Ásia, mas porque a Índia era demasiado leve para ser subductado, foi empurrado debaixo da Ásia. (c) Continua a convergência empurrando rochas de origem asiática para o subcontinente indiano. (d) Desde há 10 Ma atrás, a Índia moveu-se debaixo de Ásia ao longo do limite da falha principal. Rochas marinhas pouco profundas que foram depositadas na margem Norte da Índia estão agora nas zonas mais altas dos Himalaias (Wicander & Monroe, 2000).

A actividade orogénica do Cenozóico está concentrada em duas cinturas, a cintura Alpina dos Himalaias e a Cintura Circum - Pacífica. Cada cintura inclui diversos orógenos, ou zonas de rochas deformadas, muitas das quais foram metamorfizadas e intruídas por corpos plutónicos. Em muitos desses orógenos a deformação começou no Mesozóico mas continuou no Cenozóico, e alguns, como os Himalaias, continua activo na actualidade.

As regiões montanhosas do Mediterrâneo estendendo-se para Este através do Médio Oriente e Índia e para o Sudeste asiático; constituem a Cintura orogénica Alpina – Himalaias. O Mar de Tétis separava Gondwana da Eurásia durante o Mesozóico. O movimento das placas começou durante o Mesozóico e culminou no Cenozóico com o fecho do Mar de Tétis, quando a África e a Índia se deslocaram para norte e colidiram com a Eurásia.

A orogenia Alpina produziu uma zona de deformação no sul da Europa que se estende do oceano Atlântico para este até à Grécia, Turquia e Himalaias. Deformação concomitante ocorreu a sul da bacia do Mediterrâneo, ao longo da costa noroeste de África (Wicander & Monroe, 2000).

Apesar dos eventos da orogenia Alpina, terem começado no Mesozóico, as grandes deformações ocorreram durante no Cenozóico, entre o Eocénico até o Miocénico superior. A deformação foi causada pelo movimento para norte das placas Africana e Arábica contra a Eurásia. A deformação resultante da convergência de placas levou à formação dos Pirenéus entre Espanha e França, dos Alpes e dos Apeninos na Itália, e os Himalaias entre outras montanhas. Outro resultado da convergência de placas nesta região foi a formação do Mediterrâneo, que tinha sido anteriormente parte do Mar de Tétis. Evaporitos com 2 km de espessura depositaram-se nesse mar fechado no Miocénico terminal, quando do fecho da ligação ao Atlântico (fig. 1.3).

A montanha do Atlas, do noroeste de África, também se formou quando a placa africana colidiu com a Eurásia. Mais para Este, na bacia mediterrânea, a África ainda está em deslocação para norte forçando a litosfera oceânica entre a Grécia e a Turquia. As actividades vulcânicas em Itália e sísmica no sul da Europa e no Médio Oriente indicam que a bacia mediterrânica continua geologicamente activa (Wicander & Monroe, 2000).

Durante o Cretácico inferior, a Índia separou-se de Gondwana e começou a mover-se para Norte. Ao mesmo tempo, formou-se uma zona de subducção na margem sul da Ásia onde a litosfera oceânica era consumida. A fusão parcial desta litosfera oceânica, gerou magmas que ascenderam para constituir uma cadeia vulcânica e muitas intrusões graníticas onde hoje se localiza o Tibete.

A Índia aproximou-se desta cadeia e destruiu-a à medida que colidia com a Ásia para formar um orógeno de colisão. Como resultado, houve fusão de duas placas continentais, a Índia e a Ásia. Devido à baixa densidade e resistência à subducção, a margem da Índia foi empurrada contra a Ásia, causando espessamento da litosfera, esmagamento e levantamento. Rochas sedimentares que estavam depositadas no mar no sul da Ásia foram empurradas para norte para o Tibete, duas falhas importantes carregaram as rochas do Paleozóico e do Mesozóico asiático para cima da placa Indiana (fig. 1.2).

Rochas que foram depositadas nos mares pouco profundos ao longo da margem norte da Índia constituem agora as partes mais elevadas dos Himalaias.

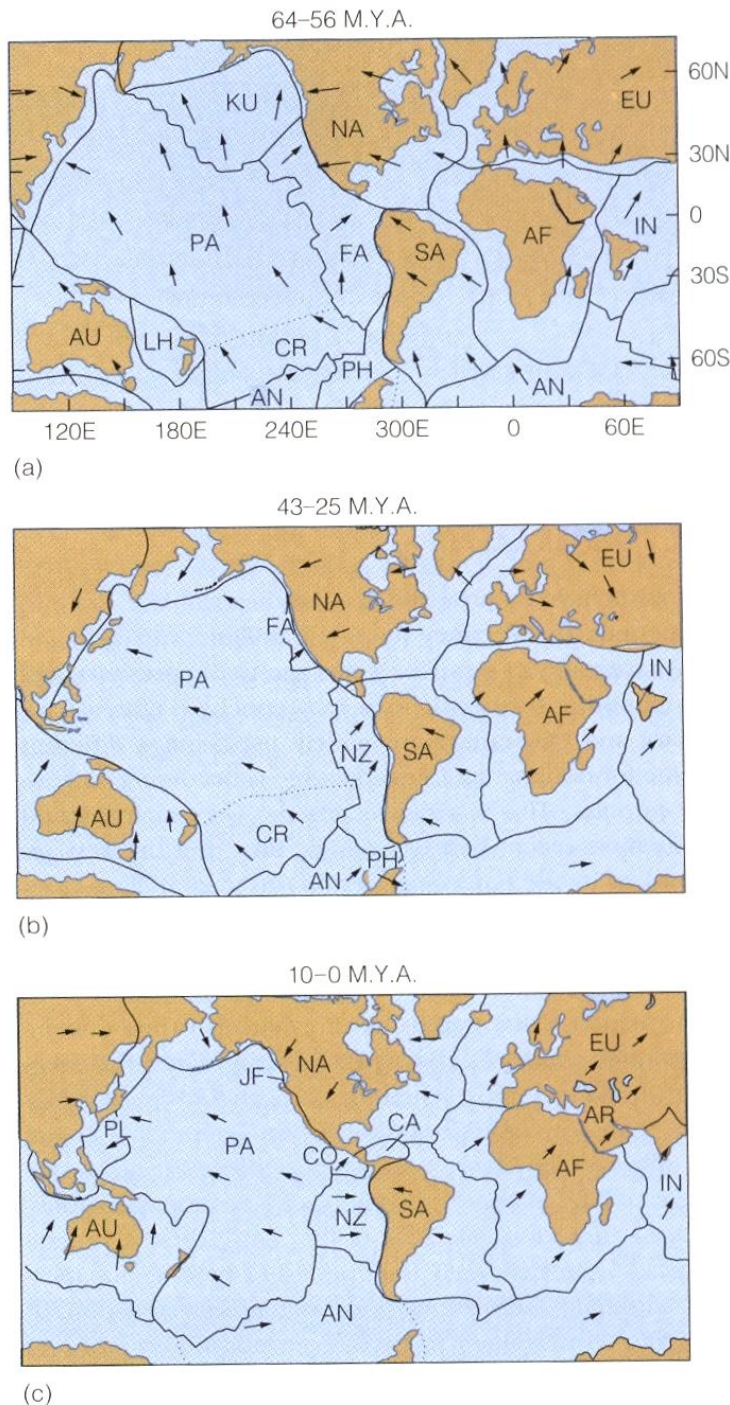


Figura 1.3 – Movimento das placas no Cenozóico. Deu-se a abertura da bacia do Oceano Atlântico à medida que as Américas se afastaram da Europa e África para Oeste, enquanto o oceano Pacífico diminuiu de tamanho. A África moveu-se para Norte e fechou parcialmente o mar de Tétis. A Índia colidiu com a Ásia. A Austrália moveu-se para norte para a sua posição actual. Abreviaturas das placas: AF, Africana; AN, Antártica; Ar, Arabica; Au, Australiana; CA, Caribiana; CO, Cocos; CR, Chatham Rise; EU, Euroasiática; FA, Farallon; IN, Indiana; JF, Juan de Fuca; KU, Kula; LH, Lord Howe; NA, América do Norte; NZ, Nazca; PA, Pacífico; PL, Filipinas; PH, Phoenix; SA, América do Sul (Wicander & Monroe, 2000).

Desde a colisão com a Ásia, a Índia foi empurrada cerca de 2000 km por baixo da Ásia. A Índia continua a mover-se para Norte cerca de 5 cm por ano. Os Himalaias estão ainda em levantamento.

A placa do Pacífico está a ser consumida nas zonas de subducção ao longo das margens Norte e Oeste do oceano Pacífico. Este processo continuou ao longo do Cenozóico, dando origem a orógenos nas Aleutas, Filipinas, Japão e várias outras áreas do sudoeste do pacífico.

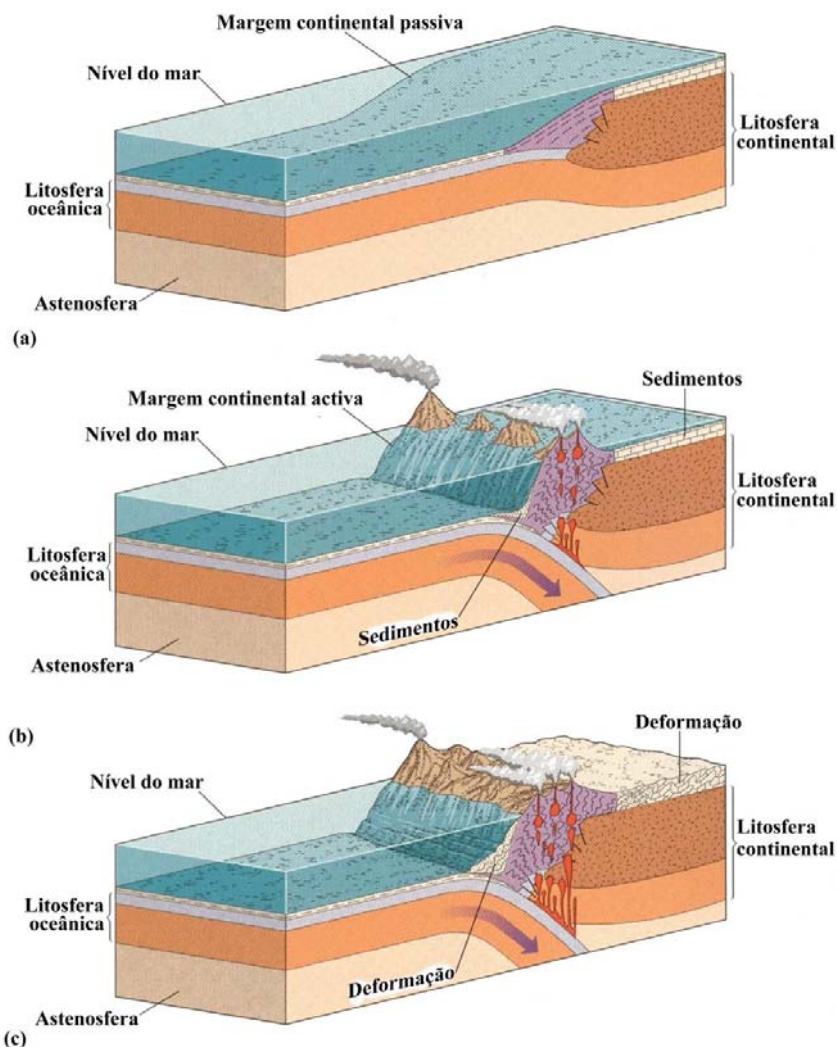


Figura 1.4 – Os diagramas mostram três estádios de evolução dos Andes na América do Sul. (a) Antes de há 200 Ma, a costa oeste da América do Sul era uma margem continental passiva onde grandes quantidades de sedimentos eram depositadas. (b) A orogenia começou quando esta área se tornou uma margem activa à medida que a América do Sul se movia para oeste e colidiu com a litosfera oceânica. (c) A Deformação, o vulcanismo e o plutonismo continuavam (Wicander & Monroe, 2004).

Os orógenos do Oeste e Norte do Pacífico são arcos orogénicos caracterizados pela subducção da litosfera oceânica, deformação e actividade ígnea (fig. 1.4). A deriva das placas do Pacífico Este está a transportar as placas de Cocos e Nazca para Este, onde estão a ser subductadas por debaixo das Américas central e do Sul, respectivamente. A actividade vulcânica e sísmica indica que os orógenos da América Central e Sul continuam activos.

A subducção da litosfera oceânica acompanhada de deformação e actividade ígnea caracterizam os orógenos no pacífico oeste e norte. Uma manifestação dessa actividade

tectónica na América do sul é a Cordilheira dos Andes (fig. 1.4), com mais de 49 picos superiores a 6000m estendendo-se por mais de 8000 km. Os Andes formaram-se, e continuam a formar-se, quando a convergência de placas do Mesozóico – Cenozóico provocou estiramento da crosta à medida que rochas sedimentares se formavam, soerguiam e eram instruídas por grandes massas graníticas. Esta orogénese produziu as mais altas montanhas de não colisão do mundo. No entanto, quando esta cadeia é analisada em detalhe torna-se evidente que uma grande variedade de processos produziu a sua geologia actual (Ramos, 1999).

As Montanhas Rochosas formaram-se durante a Orogenia Larâmida. Esta orogenia deu-se do Cretácico superior ao Eocénico e foi diferente das orogenias anteriores. Em primeiro lugar ocorreu mais para o interior do continente do que o limite de placa convergente, o vulcanismo e as intrusões plutónicas são raros. Em segundo lugar, a deformação traduz-se nas elevações verticais limitadas por falhas mais do que dobras induzidas por compressões e falhas inversas como é típico da maior parte das orogenias (Wicander & Monroe, 2004) (fig. 1.5).

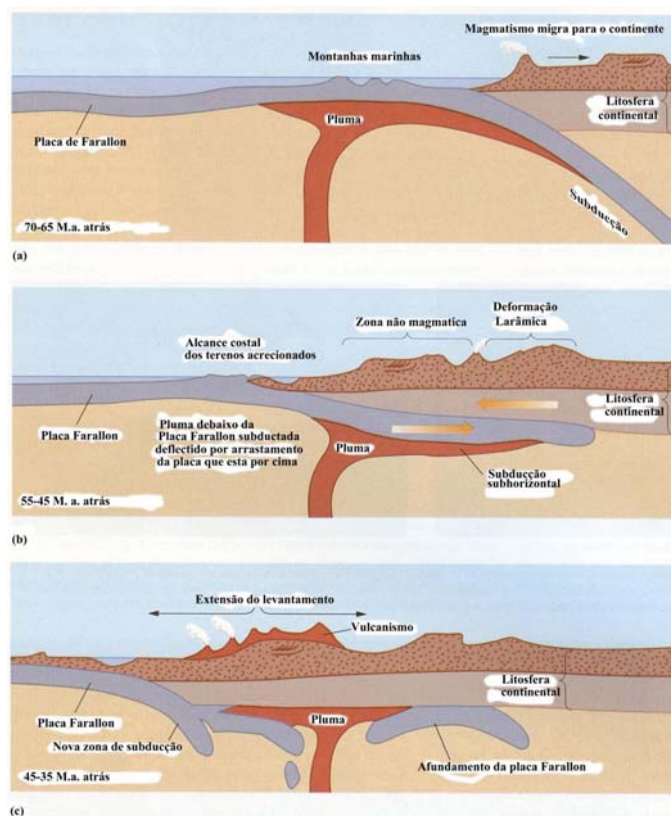


Figura 1.5 – A orogenia Larâmida teve lugar à medida que a placa Farallon era subductada debaixo da América do Norte. (a) A placa Norte Americana move-se para oeste sobre a placa de Farallon, debaixo do qual estava uma pluma do manto, o ângulo de subducção decresceu e a actividade ígnea mudou-se mais para o interior do continente. (b) Com a subducção perto da horizontal, a actividade ígnea cessou e a crosta continental foi deformado, principalmente por levantamento vertical. (c) A ruptura da placa oceânica pela pluma do manto marca o início de nova actividade ígnea (Wicander & Monroe, 2004).

Numa zona de subducção típica, a placa oceânica mergulha sob um ângulo elevado (cerca de 50 graus) e os arcos vulcânicos crescem acima da placa em subducção. Durante o crescimento das Rochosas, o ângulo de subducção poderá ter sido muito mais horizontal, levando a que a fusão da crosta e a formação de montanhas tenha sido muito mais para o interior do continente do que seria de esperar.

A explicação para este fenómeno poderá ser que no Cenozóico inferior, o movimento para oeste da placa Norte Americana tinha sobreposto parte da placa Farallon, abaixo do qual se encontrava a cabeça de uma pluma do manto. A litosfera imediatamente acima da pluma foi impelido para cima devida à mudança da subducção de muito inclinado para mais superficial. Como resultado, a actividade ígnea mudou-se mais para o interior do continente e finalmente cessou, porque, a placa Farallon descendente já não penetrou mais no manto.

A mudança de ângulo da subducção também provocou mudança no tipo de deformação – a deformação que seria de dobra por compressão deu lugar a fracturação em larga escala, o qual permitiu levantamentos verticais limitados por falhas. A erosão dos blocos levantados permitiu uma topografia rugosa e forneceu sedimentos para as bacias intervenientes (Wicander & Monroe, 2004).

Depois da separação de África, durante o Mesozóico, a América do Sul constituía uma ilha continente até ao Pliocénico. A conexão entre Norte e Sul das Américas formou-se como resultado da subducção na fossa média americana. Isto permitiu que seres vivos que tinham evoluído isoladamente se encontrassem. Os mamíferos placentários da América do Norte invadiram a América do Sul, até então povoado por marsupiais e ungulados primitivos que tinham evoluído nesse continente em isolamento.

O nível do mar era relativamente baixo no Cenozóico. Nas margens continentais acumularam-se depósitos detríticos de pequena profundidade. Contudo, acumularam-se aí enormes quantidades de petróleo e de gás (como os do médio oriente). Os climas arrefeceram progressivamente, muito em função de ligeiras modificações na posição do eixo de rotação da Terra e dos pólos conduzindo às glaciações do Quaternário. No Paleogénico os climas eram tropicais nas zonas temperadas actuais. A partir daí houve arrefecimento e diminuição da precipitação (certa tendência para aridez); a cintura de evaporitos ocupava a Europa Média (bacia de Paris) (fig. 1.6), depois deslocou-se para Sul, atingindo a África no Quaternário (Pais, 2004).



Figura 1.6 – Bacia de Paris no Eocénico médio. 1 – Extensão das margas; 2 – extensão da cintura de gesso; 3 – calcário e margas lacustres; 4 – Direcção e sentido das descargas fluviais no Eocénico médio (Pomerol, 1973).

Capítulo 2 – Paleogénico

Capítulo 2 – Paleogénico

2.1 Paleogénico

2.1.1 Origem da designação

Intervalo de tempo geológico posicionado na base da Era Cenozóica, durou cerca de 40 Ma, entre o final do Cretácico e a base do Neogénico. A designação significa “génese mais antiga” (Palaiós = antigo e génos = origem).

Foi primeiro definido por Naumann, em 1866. Constituía a base do antigo Período Terciário

2.1.2 Subdivisões

Está subdividido nas Séries/Épocas: Paleocénico, Eocénico e Oligocénico (tabela 2.1).

Período/Sistema	Séries/Épocas	Andares/Idade	Milhões de anos
Paleogénico	Oligocénico	Chatiano	28,4-23,03
		Rupeliano	33,9-28,4
	Eocénico	Priaboniano	37,2-33,9
		Bartoniano	40,4-37,2
		Luteciano	48,6-40,4
		Ipresiano	55,8-48,6
	Paleocénico	Tanetiano	58,7-55,8
		Selandiano	61,7-58,7
		Daniano	65,5-61,7

Tabela 2.1 – Subdivisões do Paleogénico (traduzida do site <http://www.stratigraphy.org/>).

2.1.3 Limite inferior

Foi reconhecido por Naumann em 1860. A base do Paleogénico foi definida na camada avermelhada da base de argilas escuras com 50 cm de espessura a Oeste de El Kef, Tunísia. Coincide com a anomalia de irídio atribuída ao impacto de um grande meteorito. O estratótipo está localizado no Norte da Tunísia, 7 km a Oeste da cidade de El Kef, na Formação de El Haria. A camada milimétrica com irídio, interpretada como correspondendo ao impacto de um meteorito, coincide com a catastrófica e súbita extinção em massa que marca o final do Cretácico e da Era Mesozóica (fig. 2.1).

O primeiro aparecimento de foraminíferos do Paleogénico ocorre na base, ou poucos cm acima, da camada de argila utilizada como limite, e é marcada pelo FAD de *Globoconusa conusa* (Molina *et al.*, 2006).

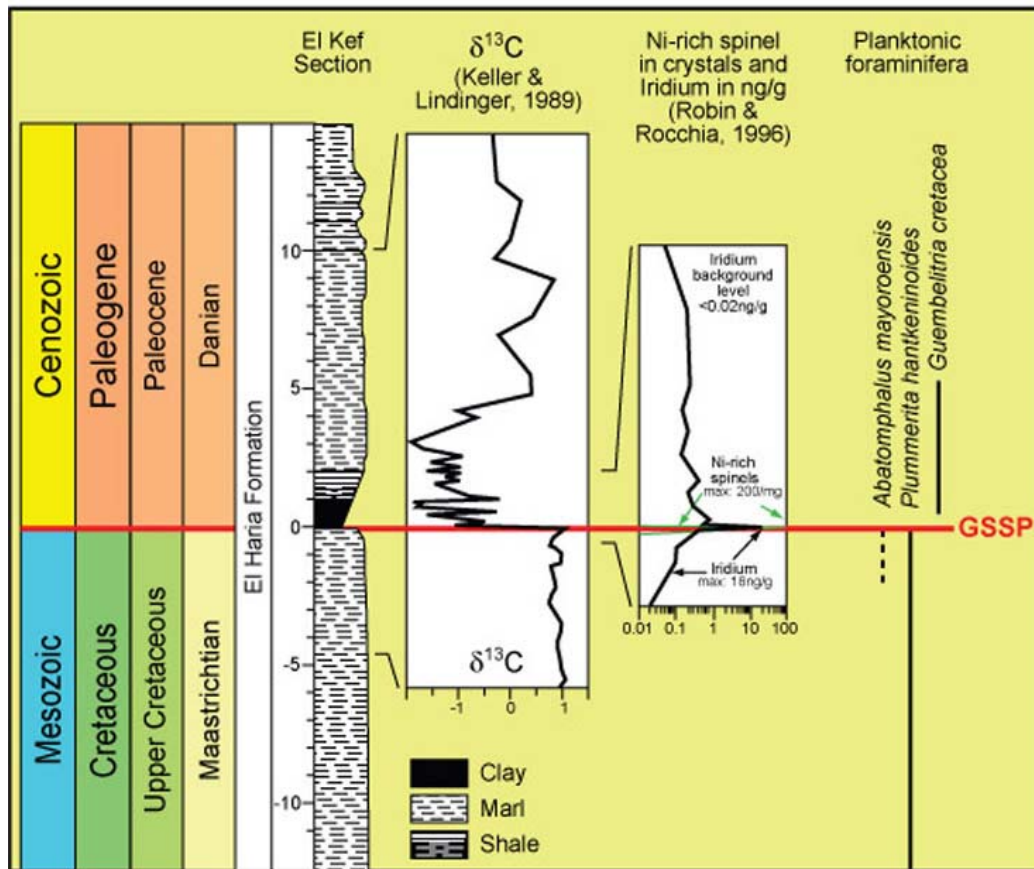


Figura 2.1 - Coluna estratigráfica do estratótipo da base do Paleogénico, Andar Daniano, em El Kef, Tunísia (<http://www.stratigraphy.org/logdanian.htm>).

2.1.4 Limite superior

O limite superior, limite Paleogénico – Neogénico foi definido na secção de Lemme-Carrosio, 35m abaixo do topo desta secção, em Génova, norte de Itália. Corresponde à base da cronozona magnética C6Cn.2n, à ocorrência mais antiga do foraminífero planctónico *Paragloborotalia kugleri* e situa-se perto da extinção do nanofóssil calcário *Reticulofenestra bissecta* (base da zona NN1) (<http://www.stratigraphy.org/>) (fig.2.2).

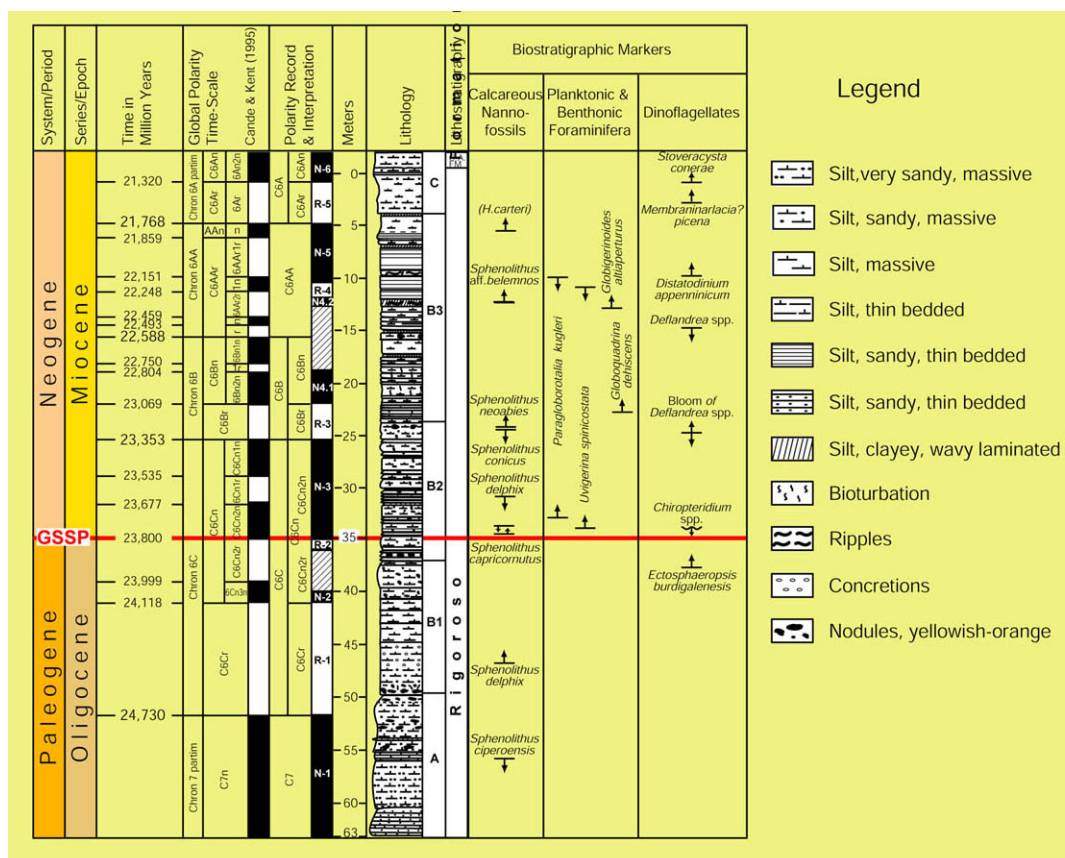


Figura 2.2 – Coluna estratigráfica do Limite Paleogénico – Neogénico, em Lemme – Carrosio, Itália (<http://www.stratigraphy.org/logpn.htm>).

2.1.5 Paleocénico

2.1.5.1 Origem da designação.

A designação deriva de palaiós = antigo e Kainós = recente, está compreendida entre os 65,5 Ma e os 55,8 Ma aprox.

O termo foi introduzido por Schimper (1874), com base em estudos paleobotânicos na bacia de Paris e de outras regiões do Oeste da Europa.

2.1.5.2 Subdivisões

Ver tabela 2.1.

2.1.5.3 Limite inferior

O limite inferior coincide com o da Era Cenozóica e do Sistema Paleogénico (fig. 2.1). Começou após a extinção dos dinossauros. Os mamíferos, até então na sua maioria nocturnos e que durante milhões de anos viveram na sombra dos dinossauros, evoluíram para um grande número de formas e preencheram os nichos ecológicos deixados pelos dinossauros. No início do Paleocénico a maioria dos mamíferos era pequeno e parecido com roedores e tinham

dentições primitivas. Com o tempo, cresceram de tamanho, número e diversidade. Muitos destes mamíferos antigos extinguiram-se rapidamente. Também aumentou a diversidade dos pássaros, de outros animais e plantas e as espécies tornaram-se cada vez mais especializados. Os répteis sobreviveram sob forma de tartarugas, crocodilos, lagartos e cobras. Nos mares apareceram as *Numulites* (Molina *et al.*, 2006).

2.1.5.4 Limite superior

Foi definido na base do andar Ipresiano, na secção Dababiya, perto de Luxor, no Egipto (fig. 2.3). Coincide com a base de excursão negativa de isótopo de Carbono e corresponde à primeira ocorrência dos foraminíferos *Acarinina sibaiyaensis* e *Acarinina africana* e do nanoplâncton *Diaocaster anartios* que aparecem 2,5 m e 2,3 m, respectivamente, acima da base da excursão negativa de isótopo de Carbono (<http://www.stratigraphy.org/>).

2.1.6 Eocénico

2.1.6.1 Origem da designação.

A designação deriva de eós = aurora e kainós = recente e que está compreendida entre 55,8 Ma e 33,9 Ma. O termo foi introduzido por Lyell (1833). A designação de Eocénico está relacionada com o despontar das faunas de mamíferos modernos que surgiram nesta época.

2.1.6.2 Subdivisões

Ver tabela 2.1.

2.1.6.3 Limite inferior

O GSSP (Global Boundary Stratotype Section and Point) para a base do Andar Ipresiano da Série Eocénico está definido na subsecção DBH da secção Dababiya, perto de Luxor, no Egipto (fig. 2.3), na base da unidade litostratigráfica onde está registada a base da excursão negativa de isótopo de carbono (CIE). Em Dababiya há uma sucessão de 5 camadas com espessura total de 3.68 m na subsecção DBH. O GSSP situa-se na base da camada 1, a mais antiga da sucessão (0,63 m, argila escura laminada não calcária com alguns coprólitos fosfatados na base). Coincide, também, com o aparecimento de roedores, carnívoros, artiodáctilos e perissodáctilos. Aparecem, pela primeira vez, 2,5 m acima da base do afloramento, os foraminíferos *Acarinina sibaiyaensis* e *Acarinina africana* e, no

Nanoplâncton, *Discoaster anartios* aparece pela primeira vez 2,3 m acima da base do afloramento.

As plantas com flor continuaram a radiação maciça iniciada no Paleocénico; prosperaram e, com elas muitos animais à medida que novos nichos ambientais foram sendo preenchidos.

As primeiras gramíneas apareceram no Eocénico. Com o crescimento perto da raiz proporcionaram um vasto recurso renovável de alimento para herbívoros. Isto permitiu a adaptação da vida nas savanas e pradarias e a evolução de animais adaptados à corrida como os Equídeos. Os dentes dos mamíferos que se alimentam de gramíneas evoluíram para se adaptarem a uma dieta de plantas ásperas, e muito abrasivas. Muitos pequenos mamíferos radiaram e apareceram muitas espécies novas de arbustos e outras plantas pequenas bem como árvores. Árvores prosperaram nos climas quentes do Eocénico, incluindo faias, olmos, castanheiras, etc. A evolução das plantas providenciou uma poderosa pressão selectiva no reino animal e apareceram novos sistemas simbióticos (ICS, 2003) (<http://www.stratigraphy.org/>).

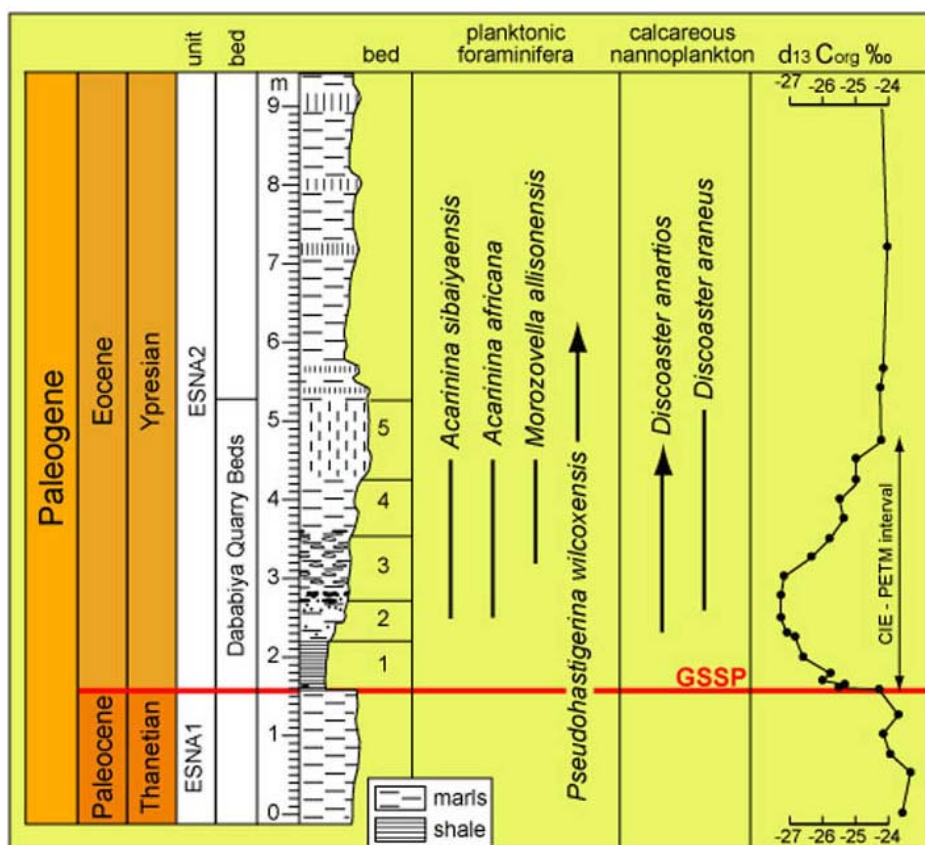


Figura 2.3 – Coluna estratigráfica da base do Andar Ipresiano em Dababiya, Egipto (<http://www.stratigraphy.org/logypres.htm>).

2.1.6.4 Limite superior

O limite superior situa-se na base do andar Rupeliano, base do Oligocénico. Está definido na secção Massignano (fig. 2.4), a sul de Ancona, Itália. Os foraminíferos planctónicos *Hantkenina* e *Cribohantkenina* extinguiram-se (ICS, 1993) (<http://www.stratigraphy.org/>).

2.1.7 Oligocénico

2.1.7.1 Origem da designação

A designação vem do grego (Oligos = poucos; Cainos = novo) e refere-se à escassez de novos mamíferos depois da sua radiação durante o Eocénico. A Série Oligocénico iniciou-se à 33,9 Ma, na base do Andar Rupeliano e, terminou há cerca de 23 Ma, no final do Andar Chatiano.

2.1.7.2 Subdivisões

Ver tabela 2.1.

2.1.7.3 Limite inferior

A base da Série Oligocénico está definida na secção Massignano, cerca de 10 km a SE de Ancona, Itália. O GSSP situa-se na base de uma margam cinzenta esverdeada com 0,5 m de espessura, 19 m acima da base da secção. A este nível, extinguiram-se os foraminíferos planctónicos *Hantkenina* e *Cribohantkenina*. A secção de Massignano está localizada na costa italiana do Adriático, perto de Ancona, na área de Monte Conero. O corte tipo situa-se numa pedreira abandonada na parte Este da estrada Ancona – Sirolo, perto de Massignano (fig. 2.4).

O GSSP está dentro das zonas de nanofósseis calcários NP21 e CP16a, e da zona de polaridade magnética inversa 13R1 (ICS, 1993) (<http://www.stratigraphy.org/>).

O início do Oligocénico é marcado por um evento de extinção em massa que pode ter sido causado por um impacto de meteorito na Sibéria ou perto de Chesapeake Bay.

As angiospérmicas continuaram a expansão, incluindo as gramíneas. Florestas de árvores de folhas caducas de climas temperados substituíram as florestas tropicais e subtropicais, enquanto as pradarias e desertos se tornaram mais comuns.

Entre os animais, os mamíferos diversificaram-se; a fauna marinha evoluiu para formas mais próximas das actuais. Ancestrais dos elefantes e rinocerontes atingiram grandes

tamanhos em África, onde apareceu o primeiro primata da subordem Anthropeidea que inclui os macacos e os humanos.

O Oligocénico é, muitas vezes, considerado como uma importante janela de transição ambiental entre o Eocénico tropical e o Miocénico menos quente.

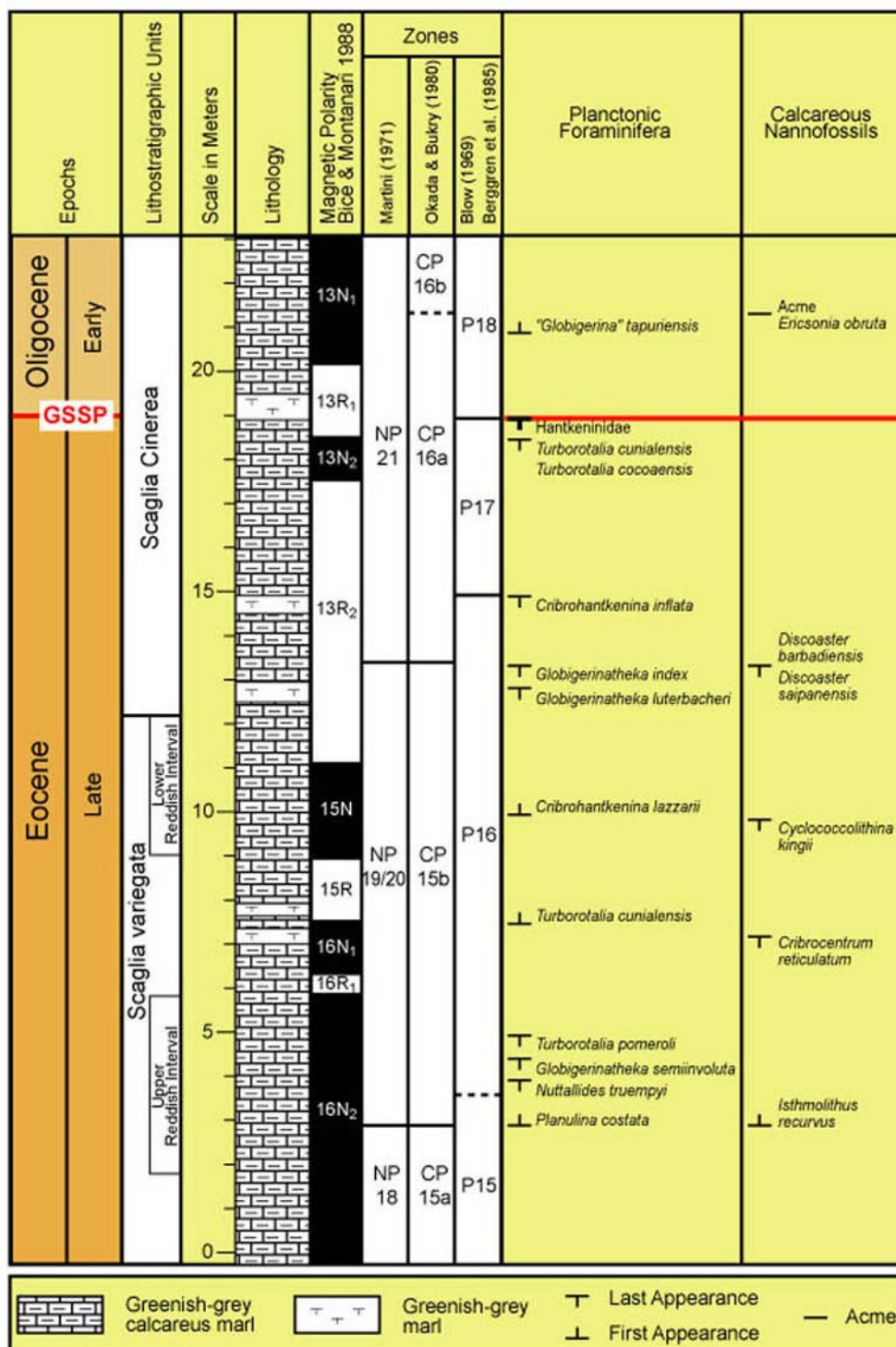


Figura 2.4 – Coluna estratigráfica da base do Oligocénico, Andar Rupeliano em Massignano perto de Ancona, Itália, (<http://www.stratigraphy.org/logeo.htm>).

2.1.7.4 Limite superior

O limite Oligocénico – Neogénico está definido em Itália, na secção Lemme – Carrosio (a 35 m abaixo do topo da secção) em Carrosio, a sul da cidade de Gavi e a Norte de Voltaggio (província de Alessandria) (fig. 2.2). Coincide com a base da cronozona de polaridade magnética C6Cn.2n, a ocorrência mais antiga do foraminífero planctónico *Paragloborotalia kugleri* e perto da extinção do nanofóssil calcário *Reticulofenestra bisecta* (base da zona NN1) (ICS, 1997).

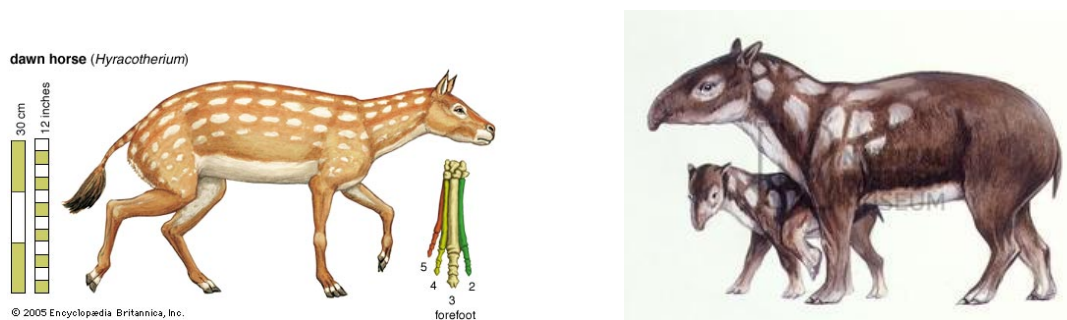
2.2 Caracteres paleontológicos do Paleogénico

É um Período marcado pela expansão dos mamíferos que, até então, eram representados por formas raras e de pequeno porte (fig. 2.11).

As monocotiledóneas surgem e desenvolvem-se rapidamente, permitindo o surgimento de novas cadeias alimentares.

As faunas e floras são próximas das actuais. Os moluscos expandiram-se: cefalópodes regredem, em ambientes neríticos são comuns equinodermes, hexacoraliários, briozoários e algas calcárias. Dentes e otólitos de peixes são frequentes bem como restos de carapaças de tartarugas e de crocodilos.

Os mamíferos têm um papel fundamental no Cenozóico. No Paleocénico, as jazidas principais situam-se na América do Norte e na Mongólia. Os multi-tuberculados extinguiram-se no Eocénico. São frequentes marsupiais próximos das sarigueias actuais bem como uma grande diversidade de placentários. No Eocénico extinguem-se os amblípodes (formas pesadas), multituberculados, creodontes (sem caninos diferenciados) e condilartros (dentadura completa sem diastema e dentes trituberculados) e surgem os cetáceos, sirenídeos, roedores, artiodáctilos, perissodáctilos e carnívoros fissípedes, anunciando a fauna actual. Cervídeos, girafídeos, bovídeos e homínídeos surgem no decurso do Neogénico. É no Eocénico que viveram os primeiros animais da linha evolutiva do cavalo (*Hyracotherium* seguido por *Palaeotherium* no Eocénico superior) (figs. 2.5 e 2.6).



Figuras 2.5 e 2.6 – Hyracotherium e Palaeotherium, primeiros antepassados do cavalo (Eocénico superior), (<http://cache.eb.com/eb/image?id=81270&rendTypeId=4>) e (<http://www.geovirtual.cl/geoliteratur/Credner499Palaeotherium.jpg>).

Os proboscídeos surgem próximo do limite do Eocénico com o Oligocénico representados por formas do tamanho de um macaco (*Moeritherium*) (fig. 2.7). Entre o Eocénico e o Oligocénico situa-se a linha de Stehlin estabelecida entre a fauna de Montmartre (Paris) e a de Ronzon (Alto Loire) (extinguem-se os perissodáctilos eocénicos – *Palaeotherium*, e surgem os rinocerontes, tapires e *Antracotherium*, enquanto os equídeos aumentam de tamanho – *Meshippus* e *Miohippus*). Desenvolvem-se os símios, por formas (*Propliopithecus* do Egipto) (fig. 2.8) que se admite estejam na base da linha evolutiva que levou ao gibão. No Eocénico aparecem as baleias primitivas (Mann & Mann, http://www.fossils-facts-and-finds.com/neogene_period.html).

O Paleogénico favoreceu as aves. Evoluíram novas espécies. Havia muitas aves de grandes dimensões e não voadoras, agora extintas. É o exemplo o *Diatryma* (fig. 2.9), que viveu durante o Paleocénico e o Eocénico da América do Norte, com mais de 2 metros de altura e o crânio quase equivalente ao de um cavalo actual, essas aves gigantes não voavam, mas corriam muito rapidamente. Muitos das aves que conhecemos hoje já existiam no Paleogénico.

Os insectos aumentaram durante este período. Abelhas e outras formas que vivem do pólen e néctar das plantas com flor aumentaram de número e variedade.

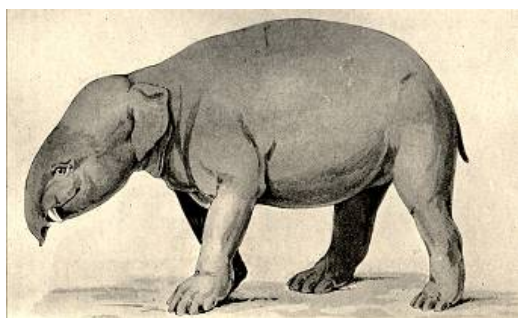


Figura 2.7 – *Moeritherium*, proboscídeo do Eocénico
(<http://www.50birds.com/extan/images/extanmeritheriumea.jpg>)
(<http://img167.imageshack.us/img167/5778/propliopithecussy9.jpg>)



Figura 2.8 – *Propiopithecus*, símio do Eocénico



Figura 2.9 – *Diatryma*, ave gigante do Paleocénico e o Eocénico da América do Norte
(<http://www.avph.com.br/jpg/diatryma.jpg>).

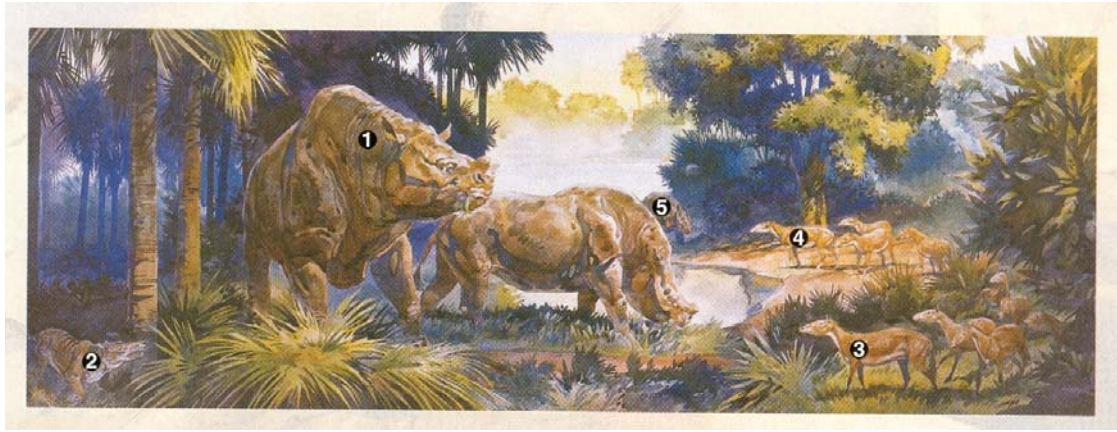


Figura 2.10 – Floresta luxuriante do Eocénico da América do Norte, indica clima tropical, povoado por grande variedade de mamíferos incluindo (1) titanotherios, (2) carnívoro, (3) antigo cavalo, (4) tapires, e (5) antigos rinocerontes (Wicander & Monroe, 2000).

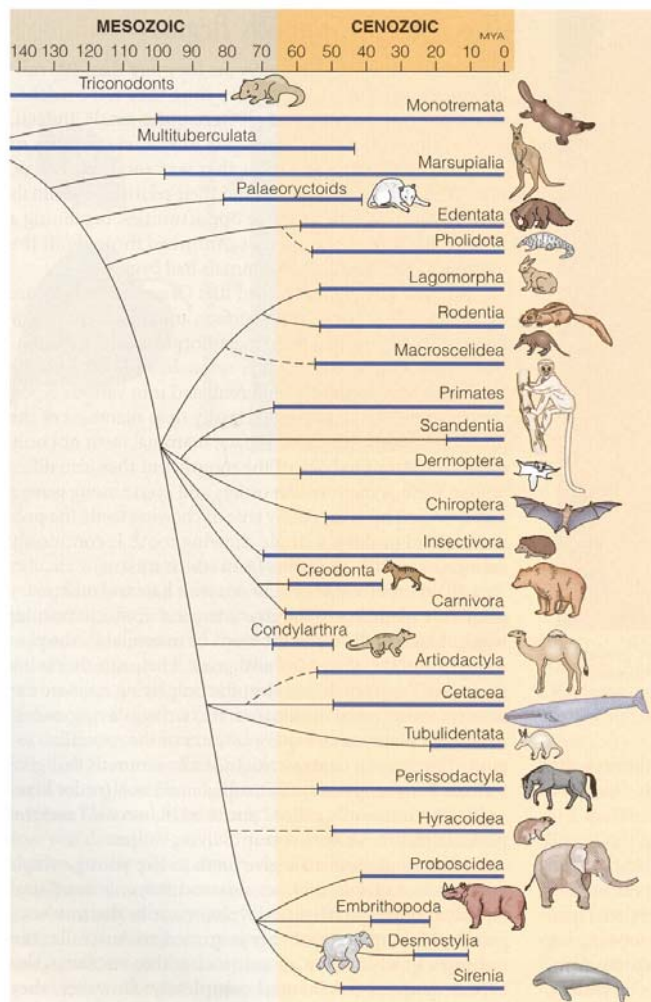


Figura 2.11 – História evolutiva dos mamíferos. Algumas ordens dos placentários já existiam no Mesozóico mas a maior diversidade foi atingida no Paleocénico e Miocénico. Não são referidas muitas ordens já extintas (Wicander & Monroe, 2004).

2.3 Vegetação e clima no Paleogénico

As angiospérmicas evoluíram durante o Cretácico inferior; a sua diversificação continuou no Paleogénico e Neogénico. As coníferas continuaram abundantes; os pteridófitos ainda ocupavam muitos habitats.

Muitas das plantas desta altura são-nos familiares, mas a distribuição geográfica era marcadamente diferente da actual. A distribuição das plantas é fortemente controlado pelo clima e, para o Paleogénico, há padrões de mudanças climáticas acompanhados por alterações na sua distribuição.

A estrutura das folhas é um bom indicador climático. Por exemplo, as folhas com margens inteiras são características de áreas com elevadas precipitação e temperaturas médias anuais, enquanto folhas com margens recortadas é típico de plantas de regiões mais frias e secas (fig. 2.12) (Wicander & Monroe, 2000).

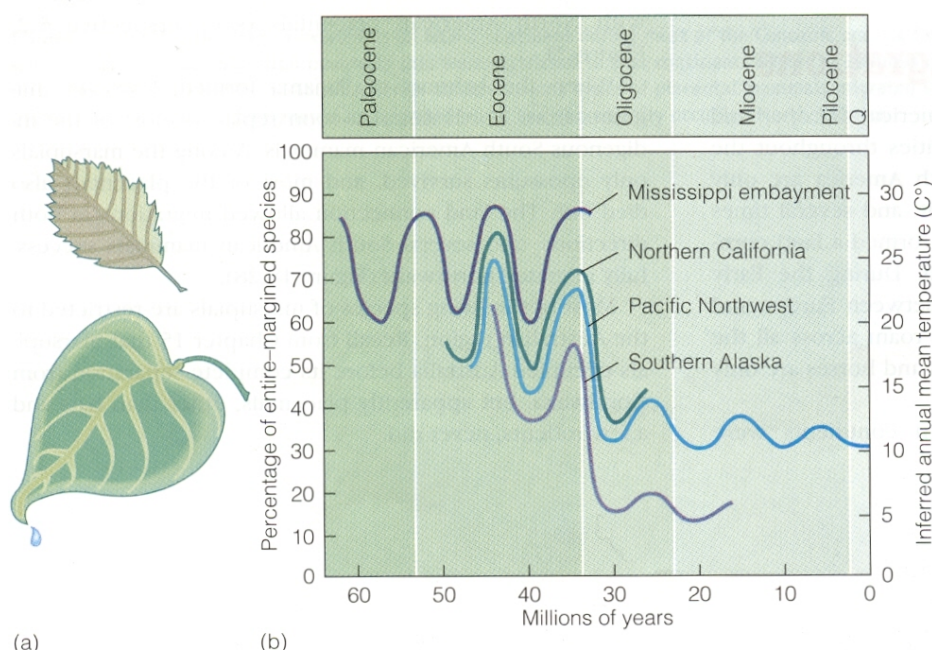


Figura 2.12 – As folhas são boas indicadores de clima. (b) Tendências climáticas deduzidas para quatro áreas na América do Norte baseado na percentagem de espécies de plantas com folhas de margem inteira. Mostra uma rápida queda da temperatura média anual no final do Eocénico (Wicander & Monroe, 2000).

Estratos do Paleocénico do interior Oeste da América do Norte contêm fósseis de fetos e palmeiras comuns em climas mais quentes e húmidos. Toda América do Norte, incluindo a maior parte do Alasca, tinha climas quentes a subtropicais no Paleocénico.

De facto, os sedimentos do fundo do mar e dados geoquímicos indicam que cerca de 55 Ma teve lugar um aquecimento abrupto. Durante este evento, conhecido como “máximo térmico do Paleocénico superior”, os padrões de circulação oceânica foram largamente afectados. A transferência de calor das regiões equatoriais para os pólos, diminuiu ou cessou. As águas oceânicas profundas tornaram-se consideravelmente mais quentes,

resultando na extinção de muitos foraminíferos bentónicos. As águas quentes causaram a libertação de metano dos hidratos de metano do fundo do mar, gás com efeito de estufa, o que terá contribuído para o aumento de temperatura (Mann & Mann, http://www.fossils-facts-and-finds.com/neogene_period.html).

As condições subtropicais continuaram no Eocénico da América do Norte, provavelmente a época mais quente de todas as do antigo Terciário.

Grandes mudanças climáticas ocorreram no final do Eocénico. As temperaturas anuais médias desceram 3 a 7° C em 3 Ma. A partir do Oligocénico inferior, as temperaturas médias anuais variaram no mundo inteiro mas não mudaram muito nas latitudes médias, excepto durante o Plistocénico.

Houve um decréscimo geral na precipitação durante os últimos 25 Ma sobretudo na América do Norte. À medida que o clima se tornou mais seco, as vastas florestas do Oligocénico deram lugar primeiro às savanas e finalmente a ambientes de estepes (pradarias de erva curta da margem dos desertos). Os mamíferos herbívoros adaptaram-se rapidamente ao habitat de savana, desenvolvendo dentes com coroa alta (por ex. equídeos), bons para triturar erva.

2.4 Paleogeografia

Existiam 4 grandes continentes: América do Norte, América do Sul, África e Eurásia. A América do Norte estava ainda soldada à Gronelândia e esta estava ligada à Grã-Bretanha. A ligação Oceano Ártico - Atlântico só foi estabelecida próximo do limite Eocénico - Oligocénico. A separação das Américas era feita por alturas da Venezuela. A Índia ainda não se havia encontrado com a Ásia e o Oceano Índico continuava a crescer.

No Paleocénico a Antárctida separou-se da Austrália (fig. 2.13).

O Mar Urálico continuava a separar a Ásia da Europa mas desapareceu no final do Oligocénico (fig. 2.15).

A Europa estava separada de África pela Mesogeia. A Oeste, esta contactava com o Atlântico através de dois estreitos, a Norte o estreito Norte Bético e a Sul o Sul rifenho de um e outro lado de uma ilha situada no local do actual mar de Alboran.

Mais a Sul, o continente africano era atravessado no Paleocénico por um braço de mar que se estendia da Líbia e do Egipto até o Golfo da Guiné.

No Eocénico superior (fig. 2.14) aumentou o volume de gelo nos pólos o que conduziu à instalação da psicrosfera (camada de água fria existente no fundo dos oceanos actuais).

A cadeia pirenaico – provençal iniciou a sua elevação.

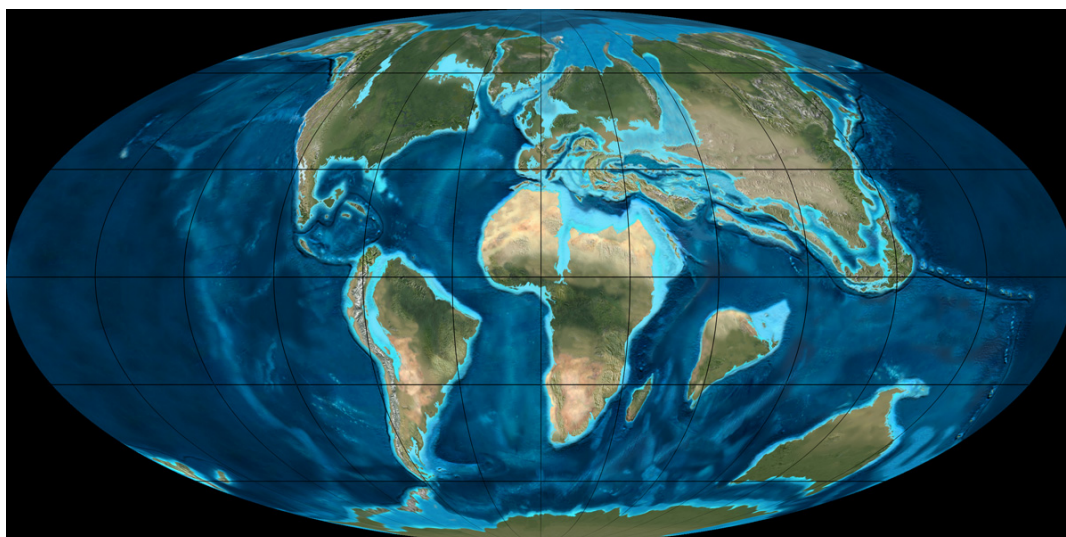


Figura 2.13 – Distribuição dos continentes no limite Cretácico – Paleocénico (<http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/mollglobe.html>).

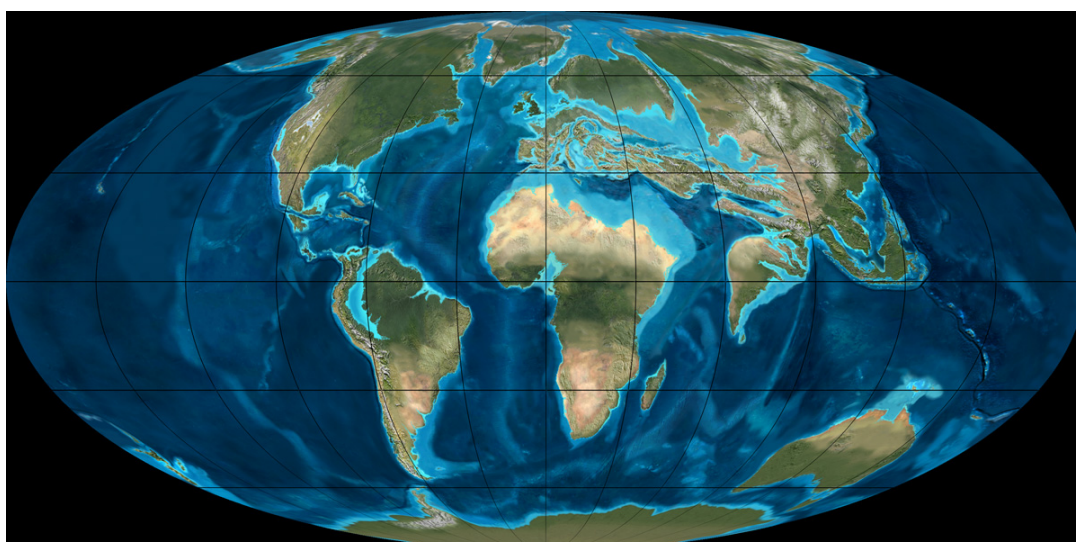


Figura 2.14 – Distribuição dos continentes no Eocénico (<http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/mollglobe.html>).

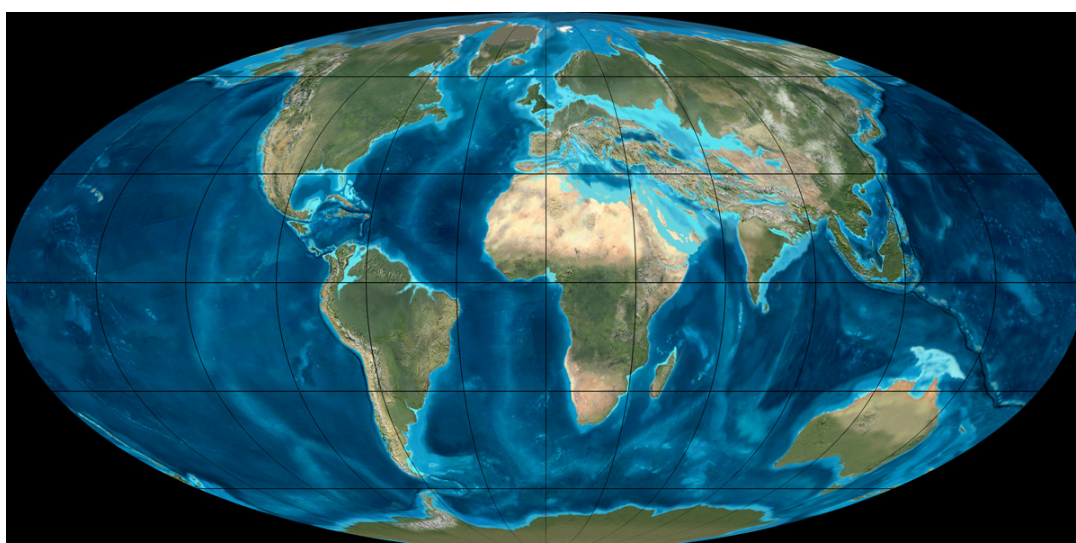


Figura 2.15 – Distribuição dos continentes no Oligocénico (<http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/mollglobe.html>).

Capítulo 3 – Neogénico

Capítulo 3 – Neogénico

3.1 Neogénico

3.1.1 Origem da designação

A designação deriva de neogénés = recém-nascido. O Período Neogénico começou à cerca de 23 Ma e estende-se até o presente. Inclui parte do antigo Período Terciário e todo o antigo Período Quaternário.

Foi definido por Hoernes, em 1853, levando em conta o aparecimento de formas novas que vão evoluir até os nossos dias.

3.1.2 Subdivisões

Inclui as seguintes divisões É dividido em duas Séries/Épocas:

Período/Sistema	Séries/Épocas	Andar/Idade	Milhões de anos
Neogénico	Quaternário	Holocénico	11 000 anos - presente
		Base 4º andar	0,126-0,011784
		Ioniano	0,781-0,126
	Pleistocénico	Calabriano	1,806-0,781
		Gelasiano	2,588-1,806
		Placenciano	3,6-2,588
	Pliocénico	Zancliano	5,332-3,6
		Messiniano	7,246-5,332
		Tortoniano	11,608-7,246
	Miocénico	Serravaliano	13,65-11,608
		Langhiano	15,97-13,65
		Burdigaliano	20,43-15,97
		Aquitano	23,03-20,43

Tabela 3.1 – Divisões do Neogénico (<http://www.stratigraphy.org/>).

3.1.3 Limite inferior

O limite Paleogénico – Neogénico está definido em Itália, na secção Lemme – Carrosio (35 m abaixo do topo da secção) na vila de Carrosio, sul da cidade de Gavi e Norte de Voltaggio (província de Alessandria) (fig. 3.1).

O limite pode ser enquadrado pelas primeiras e últimas ocorrências de foraminíferos planctónicos, foraminíferos bentónicos e nanofósseis calcários.

Correlações biostratigráficas permitem a interpretação dos padrões geomagnéticos desta secção usando a escala magnetobiocronológica de Berggren *et al.*, (1995). A associação de reversões de polaridade aos 35 m com os eventos biostratigráficos citados acima permite identificação das magnetozonas cron C6Cn.2r e cron C6Cn.2n respectivamente. Este padrão de reversão e os excelentes marcadores biostratigráficos têm estado entre os principais critérios para definir a base do Neogénico 35 m abaixo do topo da secção Lemme – Carrosio (ICS, 1997) (<http://www.stratigraphy.org/>).

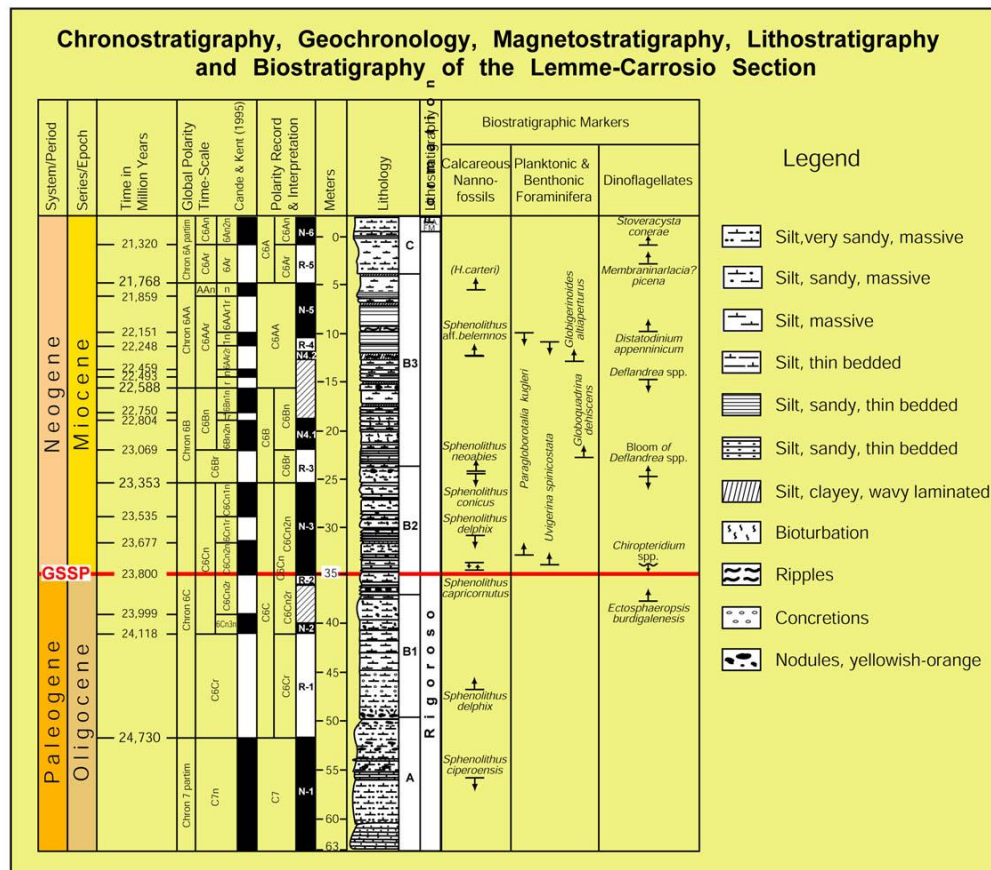


Figura 3.1 – Limite Paleogénico – Neogénico, secção Lemme – Carrosio (35 m abaixo do topo da secção) na vila de Carrosio, sul da cidade de Gavi e Norte de Voltaggio (província de Alessandria), Itália. (<http://www.stratigraphy.org/>).

3.1.4 Limite superior

Corresponde à actualidade

3.1.5 Miocénico

3.1.5.1 Origem da designação

Foi definido por Lyell em 1833. O nome deriva do Grego (Meion = menos e ceno = novo) devido à menor proporção de invertebrados marinhos modernos relativamente aos do Pliocénico.

3.1.5.2 Subdivisões

Ver tabela 3.1.

3.1.5.3 Limite inferior

O limite inferior coincide com o limite inferior do Neogénico, na secção Lemme – Carrosio em Carrosio, na base do Andar Aquitaniano (fig. 3.1).

Ocorreu grande expansão das gramíneas à medida que as florestas declinavam sob clima mais frio e seco, levando à radiação de grandes herbívoros, incluindo os ruminantes. Mamíferos, como lobos, cavalos e veados bem como as aves evoluíram para formas semelhantes as actuais (ICS, 1997 in <http://www.stratigraphy.org/>).

3.1.5.4 Limite superior

O limite superior é marcado na base da Formação Trubi (base do ciclo carbonatado 1), em Eraclea Minoa, Sicília, Itália (fig. 3.2). Nos foraminíferos, é marcado pelo aparecimento de *Sphaeroidinellopsis* e de *Globorotalia margaritae* e pelo desaparecimento de *Globorotalia menardii*. Situa-se perto do nível de extinção dos nanofósseis calcários *Triquetrorhabdulus rugosus* (base da zona CN10b) e a ocorrência mais antiga de *Ceratolithus acutus*.

Na Mesogeia o Miocénico termina por depósitos evaporíticos do Messiniano existentes em todo o Mediterrâneo (Van Couvering *et al.*, 2000 in <http://www.stratigraphy.org/>).

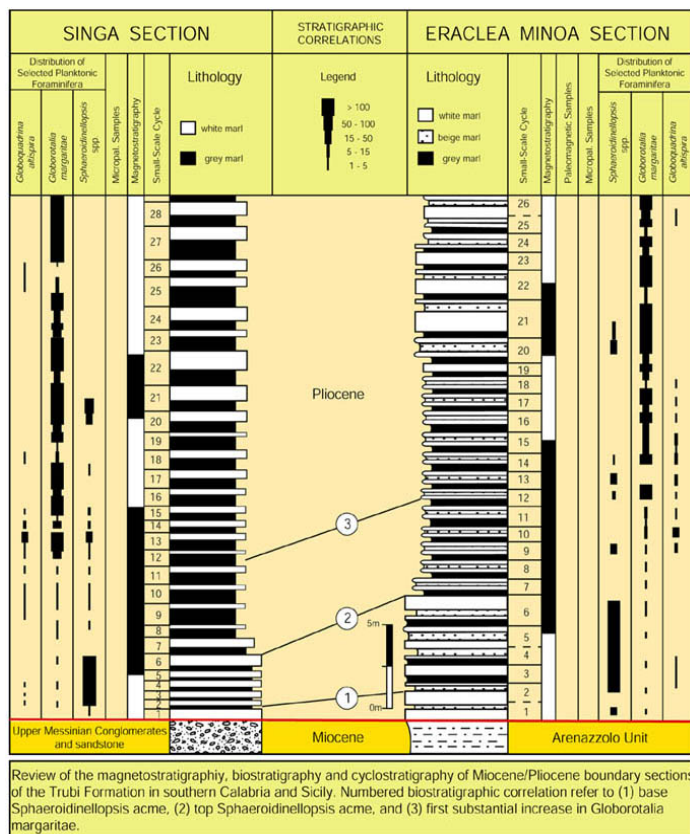


Figura 3.2 – Coluna estratigráfica do limite Miocénico – Pliocénico em Eraclea Minoa, Itália (<http://www.stratigraphy.org/logmp.htm>).

3.1.6 Pliocénico

3.1.6.1 Origem da designação

O nome provém do Grego (pleion = mais e ceno = novo) e, grosseiramente, significa a continuação para o recente, em referência ao facto dos mamíferos serem representados essencialmente por formas modernas.

3.1.6.2 Subdivisão

Ver tabela 3.1.

3.1.6.3 Limite inferior

A base da Série Pliocénico está definida na base da Formação Trubi. A datação do limite do Zancleano e do Pliocénico é de 5,33 Ma e assenta no episódio de polaridade magnética inverso mais antigo do Chron Gilbert (C3n.4r), abaixo do subchron normal Thvera (C3n.4n). O GSSP está localizado na secção Eraclea Minoa, na costa sul da Sicília, Itália na base da Formação Trubi (Van Couvering *et al.*, <http://www.stratigraphy.org/>).

O limite também é assinalado pela base do evento magnético de Thvera (C3n.4n) datado de 5,236 Ma, somente 96 000 anos mais recente do que o limite proposto e que é um útil marcador para o limite em depósitos continentais, depósitos marinhos ígneos não cíclicos bem por se tornar um bom ponto de referência para a calibração ciclostratigráfica ou isotópica do próprio limite (Van Couvering *et al.*, <http://www.stratigraphy.org/>).

Corresponde à primeira ocorrência de *Cearatolithus*, calibrado a 5,37 Ma no Atlântico equatorial; desaparecimento de *Triquetrorhabdulus rugosus*, calibrado a 5,23 Ma no Mediterrâneo e Atlântico equatorial; última ocorrência de *Discoaster quinqueramus* (fig. 3.3); zona de apogeu de *Sphaeroidinellopsis* e a primeira ocorrência de *Globorotalia margaritae* (fig. 3.3) também têm sido utilizados para a caracterização do limite (Van Couvering *et al.*, <http://www.stratigraphy.org/>).



Figura 3.3 - *Discoaster quinqueramus*
(http://www.nhm.ac.uk/hosted_sites/ina/CalcitePalace/neogene/d/D_quinqueramus.jpg).

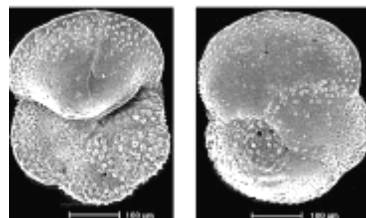


Figura 3.4 - *Globorotalia margaritae*
(<http://www.palaeos.com/Cenozoic/Pliocene/Images/Globorotalia.gif>).

O clima no Pliocénico foi relativamente mais frio e seco do que no Miocénico. Este clima conduziu à redução da vegetação tropical para uma banda junto ao equador.

3.1.6.4 Limite superior

O limite superior está marcado no ponto médio da camada sapropelica Nicola (“A5”), Monte San Nicola, Gela, Sicília, Itália. Andar isotópico 103, base da cronozona de polaridade magnética C2r (Matuyama) (fig. 3.5). Acima, situam-se níveis de extinção de nanofósseis calcários *Discoaster pentaradiatus* e *Discoaster surculus* (base zona CN12c) (Castradori *et al.*, <http://www.stratigraphy.org/>).

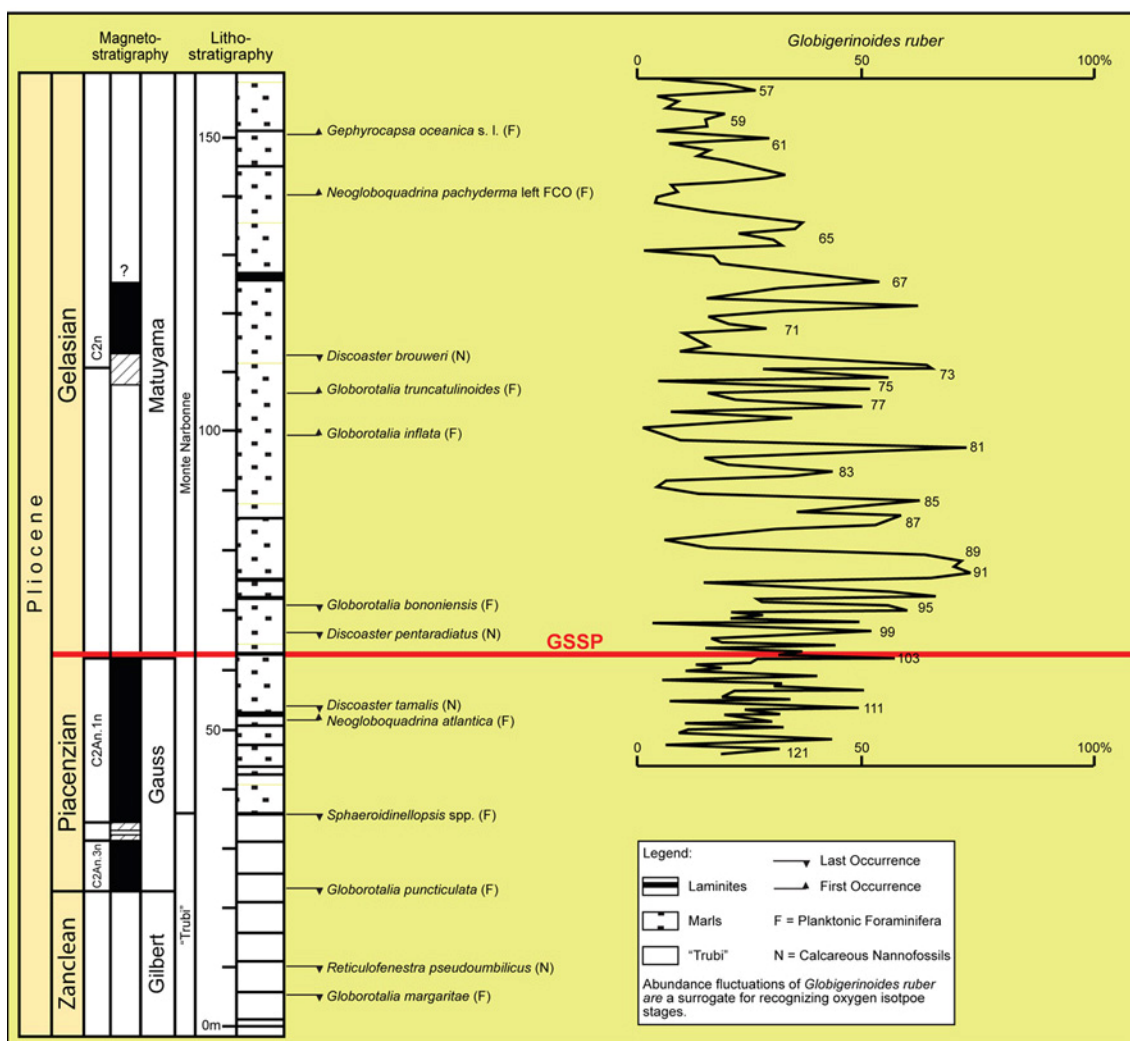


Figura 3.5 – Definição do limite inferior do Gelasiano em Monte San Nicola, Itália (<http://www.stratigraphy.org/loggelas.htm>).

3.1.7 Plistocénico

3.1.7.1 Origem da designação

A designação deriva de pleistós = o mais abundante e kainós = recente. Está compreendido entre 2,588 Ma e 0,011784 Ma. O termo foi introduzido por Lyell (1839). Série que anteriormente era atribuída à base do Período Quaternário.

3.1.7.2 Subdivisões

Ver tabela 3.1.

3.1.7.3 Limite inferior

A base da Série Plistocénico é definida na base de argilitos marinhos sobrepondo-se em conformidade à camada de sapropel “e” no corte de Vrica, Itália (fig. 3.7). Este corte está localizado 4 km a sul da cidade de Crotone, na Península Marchesato, Calabria (Aguirre & Pasini, <http://www.stratigraphy.org/>).

A secção de Vrica inclui depósitos de mar aberto representados por margas e argilitos siltosos (de cor cinzento escuro ou cinzento – azulado, com intercalações de camadas de sapropelitos cinzento pálido a rosadas. Também ocorrem, alguns horizontes muito finos arenosos e camadas de cinzas vulcânicas (Rio *et al.*, <http://www.stratigraphy.org/>).

O limite também é marcado entre a última ocorrência de *Discoaster brouweri* (fig. 3.6) e a última ocorrência de *Globigerinoides obliquus extremus* e *Cyclococcolithus macintyreii* e a primeira ocorrência de *Geophyrocapsa oceanica* e *Globigerinoides tenellus* (acima), táxones de foraminíferos e de nanoplâncton com vasta distribuição (Rio *et al.*, <http://www.stratigraphy.org/>).

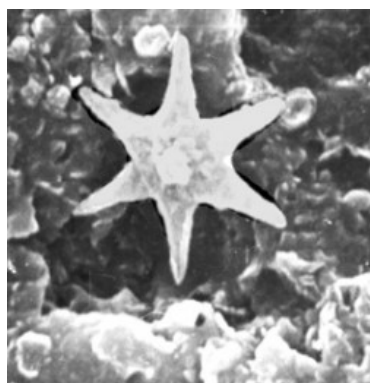


Figura 3.6 - *Discoaster brouweri* do Gelasiano (<http://www.mnhn.fr/mnhn/geo/discoaster2.jpg>).

Nos continentes, a aparição de *Bos*, *Elephas* e *Equus* é usada como indicadora do início do Plistocénico.

O limite situa-se entre 3 e 6 m (representando um intervalo de 10.000 – 20.000 anos) acima do topo do subcron de polaridade magnética normal Olduvai.

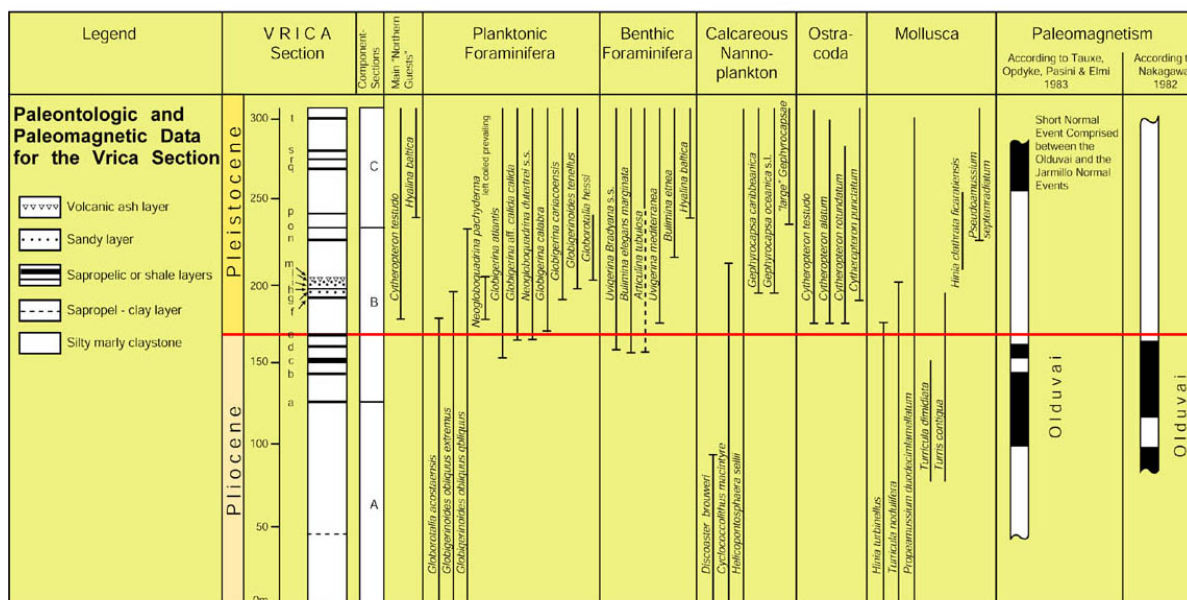


Figura 3.7 – Caracterização do limite Pliocénico – Plistocénico em Vrica, Itália, (<http://www.stratigraphy.org/logpp.htm>).

3.1.7.4 Limite superior

Coincide com o limite inferior do Holocénico (ICS, 2007).

3.1.8 Holocénico

3.1.8.1 Origem da designação

Época do Neogénico, anteriormente incluído, no Quaternário, cuja designação deriva de hólós = todo e kainós = recente. O termo foi introduzido por Gervais (1867). Está compreendida entre os 0,012 Ma e a actualidade.

3.1.8.2 Limite inferior

O estratótipo basal (ou potencialmente, um parastratótipo) do limite Plistocénico-Holocénico pode vir a ser definido numa sequência lacustre laminada (varvas) do Oeste da Alemanha. O ICS propôs, em 2007, o núcleo de gelo NorthGRIP, Gronelândia como estratótipo para o limite, final do mais recente episódio de frio Dryas, o qual se reflecte numa mudança nos valores excessivos de deuterio, seguido de perto por mudanças no $\delta^{18}\text{O}$,

concentração de poeira, uma série de espécies químicas, e por uma alteração anual na espessura da camada.

3.2 Caracteres paleontológicos do Neogénico

Durante o Neogénico evoluíram os mamíferos plantas com flores modernas, bem como alguns mamíferos estranhos que, entretanto, se extinguíram. Muitos dos mamíferos presentes no Neogénico foram os ancestrais directos das faunas do Plistocénico e recentes. Os Mamíferos atingem o apogeu.

O facto mais surpreendente que aconteceu durante o Neogénico inferior foi a evolução das herbáceas. A erva não é um bom alimento: rija, pouco nutritiva, com muitos cristais de silicatos que destroem os dentes. No tempo frio morrem, restando apenas as raízes. Sob a tripla pressão da secura, fome e frio, as espécies de herbívoros tinham que se adaptar ou morrer. Assim, desenvolveram-se novos animais que conseguiam viver alimentando-se das ervas. Os perissodáctilos e os artiodáctilos entraram num período de rápida evolução no Miocénico (fig. 3.8). A família dos Equídeos (inclui os cavalos) foi uma das que constitui uma história de sucesso durante o Neogénico (fig. 3.11). Os cavalos, e outros mamíferos comedores de erva, desenvolveram dentes com grande desenvolvimento da coroa (hipsodonte) para poderem enfrentar uma dieta de ervas abrasivas. Por outro lado, a velocidade era essencial para escapar aos predadores. Isto levou à evolução de animais adaptados a viver em savanas e pradarias; os membros tornaram-se longos e o número de dedos laterais foi reduzido (fig. 3.10).

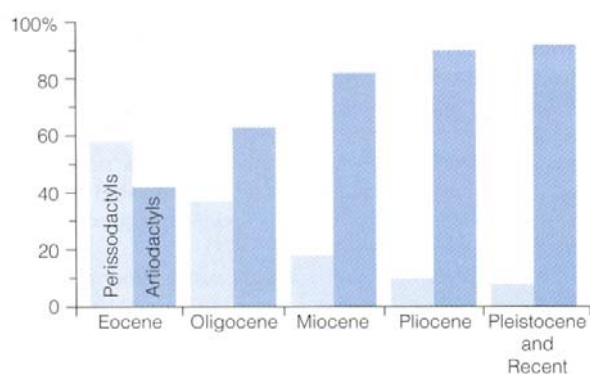


Figura 3.8 – A abundância de artiodáctilos e perissodáctilos variou ao longo do Cenozóico. Durante o Eocénico, os perissodáctilos constituíam 60% da fauna de mamíferos com casco mas declinaram e agora são apenas 8%. Os artiodáctilos aumentaram de 40% no Eocénico para mais de 90% na actualidade (Wicander & Monroe, 2000).

Outros animais desenvolveram novas formas de digerir as ervas como aconteceu com os ruminantes, eficientes a retirar nutrientes das plantas de que se alimentam. Estes novos tipos de animais, os artiodáctilos, desenvolveram-se vindo a aparecer muitos táxones: camelos, bisontes, carneiros e girafas, antílopes, etc. (fig. 3.9).

No entanto, ainda existiam muitos animais de floresta. Os proboscídeos aumentaram de tamanho e diversificaram-se; surgiram os mastodontes com quatro defesas no Miocénico e com duas no Pliocénico. Os mastodontes viveram em todos os continentes excepto na Austrália. Os mamutes e os elefantes actuais diversificaram durante o Pliocénico e o Plistocénico (fig. 3.12). Os mamutes extinguíram-se no final do Plistocénico. Muitos mamíferos estranhos continuaram a evoluir isoladamente na América do Sul, antes da ligação terrestre das duas Américas que permitiu uma invasão devastadora de formas vindas do Norte. Quando o istmo do Panamá fechou, migrantes da América do Norte depressa substituíram a maior parte dos mamíferos menos evoluídos, da América do Sul. Entre os marsupiais somente as sarigueias sobreviveram, e a grande parte dos placentários também se extinguíram. Também vários mamíferos da América do Sul migraram e tiveram sucesso no Norte.

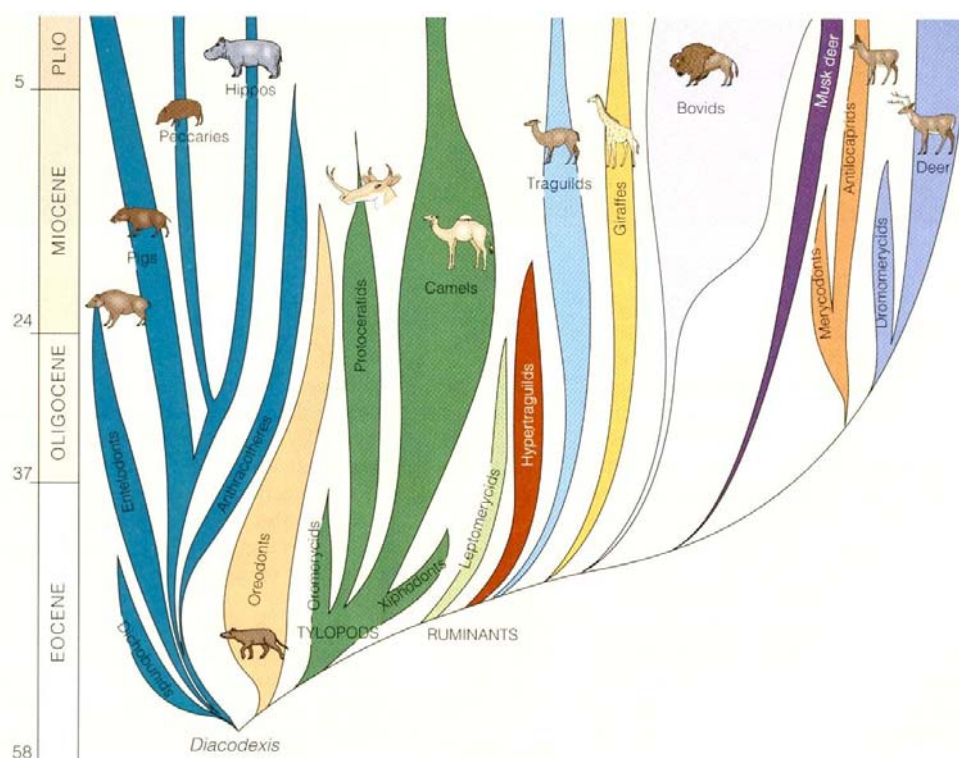


Figura 3.9 – História dos artiodáctilos. Ainda muito cedo na sua história, os artiodáctilos dividiram-se em três grandes grupos: os Suídeos incluindo o porco, hipopótamos e os extintos porcos gigantes; os tylopoda são representados pelos camelos; e os ruminantes que são animais que mastigam erva (Wicander & Monroe, 2000).

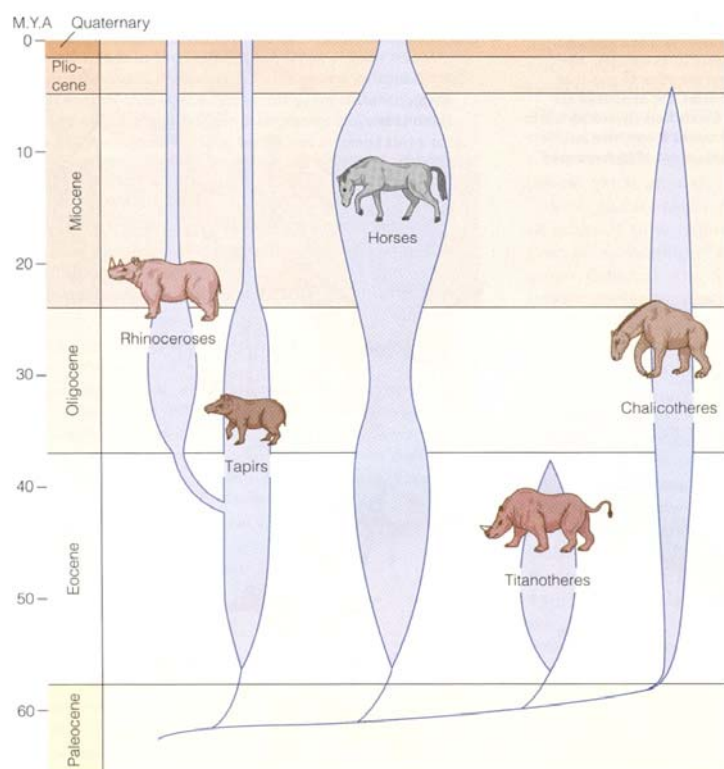


Figura 3.10 – Evolução dos perissodáctilos (Wicander & Monroe, 2000).

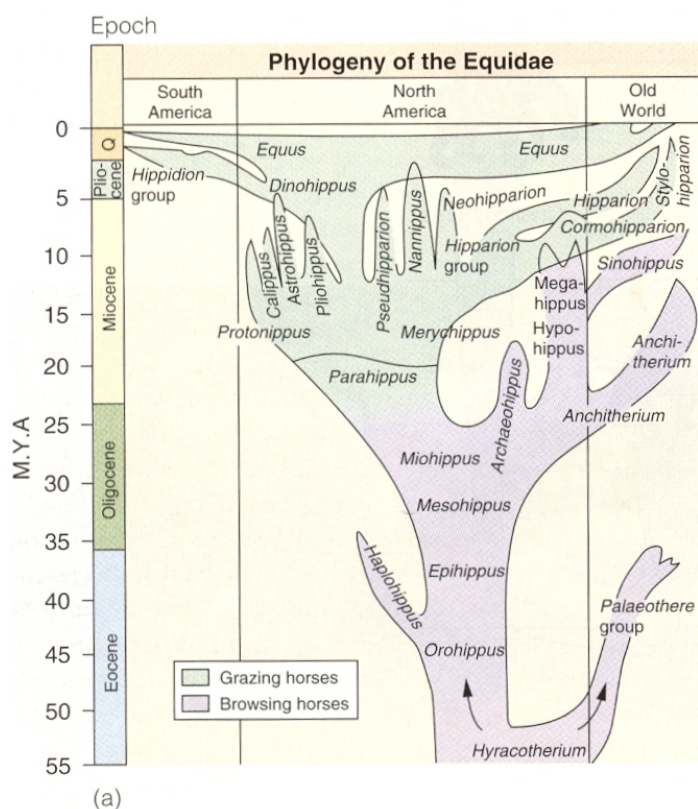


Figura 3.11 – Evolução dos equídeos. O esquema mostra os géneros reconhecidos dos equídeos e a sua relação evolutiva. De notar, que durante o Oligocénico emergiram duas linhas separadas, uma levando aos cavalos de três dedos e, outra, para equídeos de um dedo que inclui o cavalo actual (Wicander & Monroe, 2000).

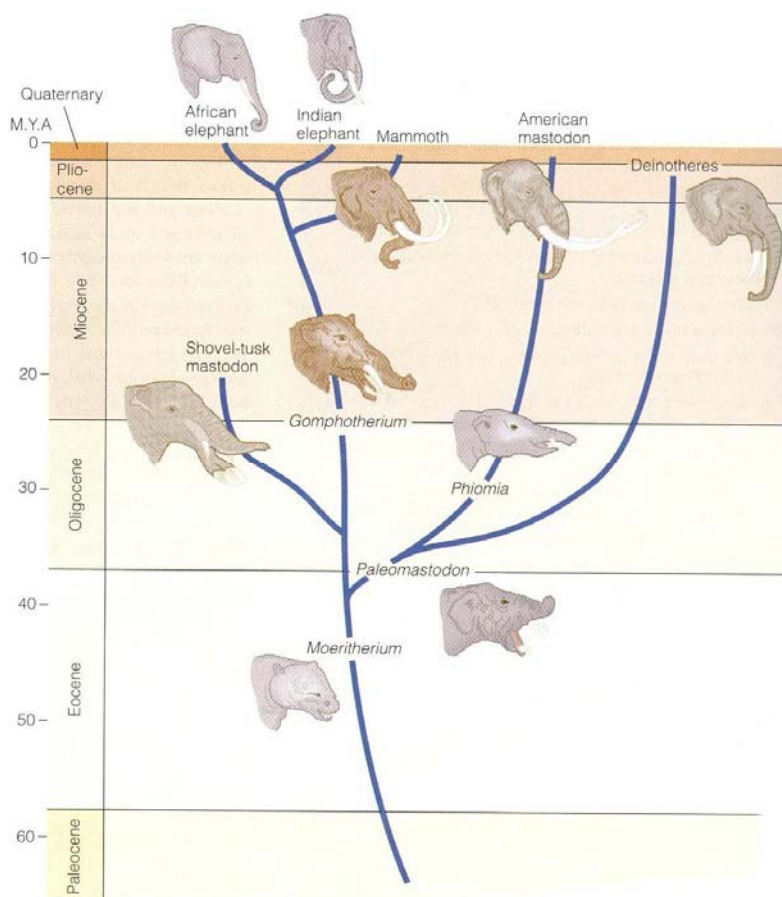
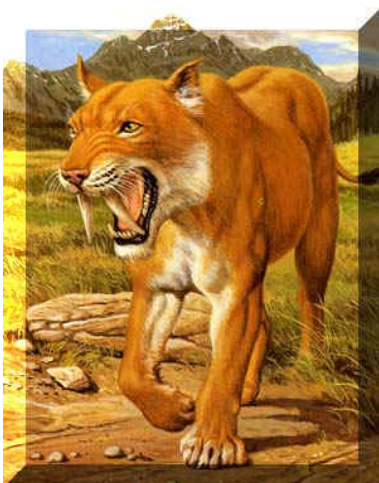


Figura 3.12 – Filogenia dos elefantes modernos (Wicander & Monroe, 2000).

O Neogénico superior assistiu ao aparecimento de novos predadores, capazes de seguir as escassas presas durante centenas de metros em campo aberto, em vez de esperar pela oportunidade mais fácil que pode nunca chegar. Os lentos e desajeitados carnívoros creodontes, bem adaptados a caçar na selva, foram substituídos por carnívoros mais rápidos e inteligentes tipo cão e gato, e tipos intermédios como *Amphycion*.



Figuras 3.13 e 3.14 – *Machairodus* e *Smilodon* são tigres-dentes-de-sabre, predadores do Neogénico superior que vieram substituir os creodontes (<http://abc-animaux.iffrance.com/fiches/disparus/scanner/photos/smilodon.jpg>) (<http://www.rojar.web3.cz/cryptozoologie/imgzoom/smilodon.jpg>).

Felídeos como *Machairodus* (na Eurásia) e *Smilodon* (na América do Norte), os tigres-dentes-de-sabre, merecem referência especial (figs. 3.13 e 3.14).

A perseguição conduziu as novas respostas: comportamento em manadas, migrações sazonais e corpos grandes, adaptados para a velocidade e a resistência.

Uma outra linha de adaptação levou a corpos pequenos – roedores, guaxinim, coelhos e sarigueias – e os seus predadores, raposas, gatos, cães e cobras. Estes generalistas eram principalmente herbívoros ou omnívoros não especializados, muito territoriais e com elevadas taxas de reprodução. Tinham a habilidade de explorar muitos recursos em áreas pequenas, localizadas ou temporárias, excluindo a competição e usando a reprodução rápida como defesa à predação, para rapidamente ocupar novos territórios, ou para recuperar de desastres locais. Estes organismos, frequentemente desenvolviam estados de inação como método de sobrevivência em condições sazonais extremas.

Os oceanos eram habitados por baleias (fig. 3.15), basicamente parecidas com as formas modernas, que substituíram as baleias arcaicas com dentes e dugongos que ainda existem. No Pacífico Norte havia Desmostilídeos (uma espécie de cruzamento entre um elefante e uma foca). Também nos mares, vivia o maior tubarão que já existiu – *Carcharocles megalodon*, um predecessor do tubarão branco moderno, mas muito maior e pesado (figs. 3.16 e 3.17).

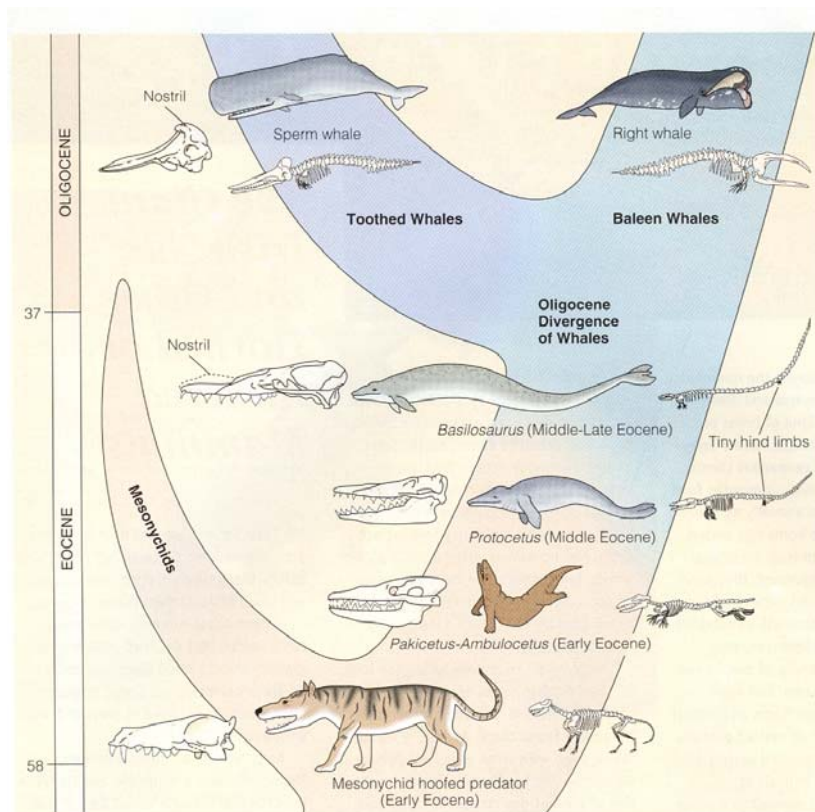


Figura 3.15 – Linha evolutiva dos Cetáceos (Wicander & Monroe, 2000).



Figura 3.16 – Comparação entre o dente de um *Carcharocles megalodon* (à direita) e o *Carcharodon* actual
http://www.smm.org/buzz/media/images/2001-12.object_of_the_month.jpg.

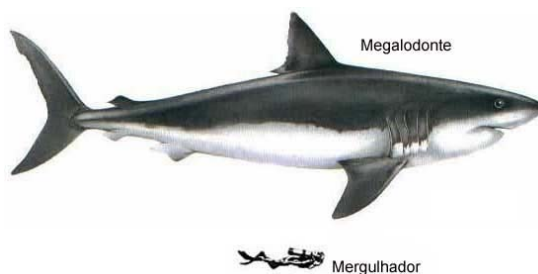


Figura 3.17 – Comparação entre o tamanho de um *Carcharocles megalodon* e um mergulhador
<http://www.biologo.com.br/tubarao/megalodonte.jpg>

O início da idade do gelo (2,5-2,4 Ma atrás) teve profundas consequências na vida marinha de águas pouco profundas, especialmente nas zonas adjacentes à América do Norte e Mar das Caraíbas. As perdas foram pouco significativas nas espécies planctónicas, que se refugiaram em zonas biogeográficas mais seguras mas, as faunas bentónicas foram atingidas por extinções e nunca mais recuperaram a sua diversidade.

As formas bentónicas do Atlântico oeste estavam bem adaptadas as temperaturas relativamente quentes, subtropicais características do Pliocénico médio. Eram espécies estenotérmicas, logo muito vulneráveis às alterações climáticas (Stanley, in http://books.nap.edu/openbook.php?record_id=4762&page=118). No Pacífico (Califórnia e Japão), 70% das espécies de bivalves do Pliocénico médio ainda existem, enquanto, na costa Atlântica apenas 20% das espécies pliocénicas ainda existem, este facto exclui as mudanças eustáticas como agentes primários das extinções. Um filtro térmico removeu todas as espécies estenotérmicas, deixando uma fauna moderna dominada por formas com grande tolerância térmica.

Quando as extinções acabaram, no Plistocénico, as formas que não conseguiram tolerar as condições durante o máximo glacial desapareceram (Stanley, in http://books.nap.edu/openbook.php?record_id=4762&page=118). O que restou, foi uma fauna empobrecida de espécies euritérmicas, muitas formas se estendem das zonas temperadas aos trópicos. Apenas um número modesto de novas espécies de bivalves evoluíram durante o Pliocénico e Plistocénico, mas a idade do gelo tem sido creditada como tendo conduzido à origem de várias novas espécies de ostracodos no Atlântico Oeste (Stanley, in http://books.nap.edu/openbook.php?record_id=4762&page=118).

No Atlântico Este, a fauna marinha experimentou extinção mas não tão significativa. O padrão de extinção dos bivalves – e a distribuição geográfica das espécies sobreviventes – apontam o arrefecimento climático como o agente dominante de extinção no Mediterrâneo e

Mar do Norte, onde apenas 54% do número total de espécies do Pliocénico inferior sobreviveram (Stanley, in http://books.nap.edu/openbook.php?record_id=4762&page=118).

Mas a incidência da extinção em ambas as regiões foi reduzida pela capacidade das espécies sobreviverem na parte sul da sua zona de extensão. A maior parte das espécies restritas ao Norte ou ao Mediterrâneo durante o Pliocénico inferior desapareceram, enquanto 60 das 64 espécies presentes em ambas as bacias ainda sobrevivem. Mesmo assim, a fauna total decaiu marcadamente na sua diversidade. Hoje inclui apenas 198 espécies de bivalves, das 323 conhecidas no Oligocénico inferior.

Os moluscos incluem formas semelhantes às actuais. Os foraminíferos e o nanoplâncton calcário são particularmente importantes para a cronostratigrafia.

No final do Oligocénico e Miocénico inferior, a superfamília de primatas que haveriam de originar os humanos, os Hominoidea, divergiram dos macacos do velho mundo. Os primeiros homínídeos – *Australopithecídeos* - terão aparecido à 4 Ma – Pliocénico (Wicander & Monroe, 2000).

3.2.1 Megafauna do Plistocénico

Uns dos aspectos mais notáveis da fauna de mamíferos do Plistocénico é a existência de espécies de grandes dimensões. Na América do Norte, por exemplo, havia mastodontes e mamutes, bisontes gigantes, preguiças gigantes (figs. 3.18 e 3.19), camelos gigantes e castores com quase 2 m de altura. Na Austrália, os cangurus tinham 3m de altura, wombats do tamanho de rinocerontes, leões marsupiais do tamanho de leopardos e grandes ornitorrincos. Na Europa e parte da Ásia viviam ursos das cavernas, elefantes e veados gigantes com armação de 3,5 m de extensão. Também ocorriam mamíferos pequenos, muitos dos quais ainda vivem na actualidade. Mas, a tendência evolutiva era no sentido de corpos enormes, talvez como resposta às temperaturas mais frias do Plistocénico.

Restos mumificados, preservados no gelo, foram encontrados no Alasca e na Sibéria. Os mais conhecidos são carcaças de mamutes congelados no “permafrost” da Sibéria. Estes restos providenciam uma riqueza de informações não disponíveis em ossos e dentes fossilizados por outros processos.



Figura 3.18 – Esqueleto do *Megatherium* (preguiça gigante)
http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/c/ce/Megatherium_americanum_Skeleton_NHM.JPG/450px-Megatherium_americanum_Skeleton_NHM.JPG



Figura 3.19 – Reconstituição do *Megatherium*
http://ecx.images-amazon.com/images/I/41F-gax1jNL._AA240_.jpg



Figura 3.20 - *Dinornis maximus* – moa gigante da Nova Zelândia
(<http://www.avph.com.br/jpg/moa.jpg>)



Figura 3.21 – *Aepyornis titan* – ave elefante de Madagáscar
(<http://www.usd.edu/biol/faculty/swanson/ornith/pics/elephant.gif>)

Outros vertebrados não mamalianos também apresentavam proporções impressionantes como as moas da Nova Zelândia (fig. 3.20), aves elefantes de Madagáscar (fig. 3.21) e da Austrália com 3 m de altura e pesando quase 500 kg e lagartos de 6,5 m de comprimento e pesando 580 kg.

Perto do final do Plistocénico, há 10.000 anos atrás, muitos dos grandes mamíferos e grandes aves da América do Norte, América do Sul e Austrália extinguíram-se.

As extinções são um fenómeno contínuo e natural na história da vida, no entanto, foi invulgar porque a maioria dos organismos afectados foram os grandes mamíferos terrestres e as extinções foram mais severas nas Américas e na Austrália do que no resto do mundo. Para alguns investigadores, estes animais não conseguiram adaptar-se à rápida mudança climática do final do Plistocénico, para outros, terão sido os caçadores humanos a matar esses

mamíferos e algumas aves segundo uma hipótese conhecida como “Prehistóric overkill”. Ambas as teorias têm argumentos contra e a favor. O facto é que as razões que levaram a esta extinção estão por conhecer com segurança. As extinções podem ter resultado a combinação de muitas circunstâncias diferentes. As populações que já estavam sob stress devido às alterações climáticas talvez estivessem mais vulneráveis à caça quando os humanos ocuparam novas áreas. Tudo o que restou dessa megafauna são algumas espécies, ainda de tamanho significativo, como os elefantes, hipopótamos e rinocerontes (Wicander & Monroe, 2000).

3.2.1.1 Algumas faunas de grandes mamíferos do início do Quaternário

Nos registos paleontológicos as sucessões das faunas mamíferas não são caracterizadas por evoluções estáveis, gradualmente progressivas, mas sim intercalada com mudanças súbitas e abruptas: extinções, progressos evolucionários rápidos, aparecimento de novas adaptações, migrações (Repenning, 1980).

Os mamíferos são os vertebrados que têm mudado mais depressa; os ossos e dentes bem mineralizados ficam geralmente fossilizados e como são muito diversificados, mesmo um dente isolado pode ser suficiente para a sua identificação. Eles são, assim uma boa ferramenta para o estabelecimento de sistemas biocronológicos (Mein, 2000).

Na Europa, P. Mein em 1976 definiu a zonação MN (Mamíferos Neogénico) que depois foi sendo ajustada progressivamente (de Bruijn et al., 1992).

A biocronologia fornece dados relativos; se desejarmos estimativas de valores numéricos, temos que correlacionar estes resultados com dados radiométricos, unidades biostratigráficas marinhas ou tabela de tempo de polaridades geomagnética. Para a Europa, os resultados foram compilados por Steininger et al., (1990) e Steininger (1999) (tabela 3.2).

O termo Vilafranquiano foi introduzido por Pareto (1865) para a fauna recolhida em depósitos lacustres perto de Villafranca d’Asti, Itália. Inicialmente, o Vilafranquiano, foi aceite como correspondendo ao Plistocénico superior; Gignoux (1916) correlacionou-o com o andar Calabriano, na base do Plistocénico marinho. Desde então o termo tem sido usado de forma imprecisa (Azzaroli *et al.*, 1987), principalmente por autores Italianos, Franceses e Suíços para designar faunas na Itália e do Sul de França, que partilham algumas características: ocorrência de Proboscídeos associados a grandes bóvidos, veados e equídeos, e acima de tudo o facto de eles serem inteiramente compostos por táxones já extintos.

A chamada fauna vilafranquiana está longe de ser uniforme e na realidade estende-se por uma grande parte do Pliocénico e Plistocénico inferior (Azzaroli, 1963, 1970, 1977; Heintz, 1967). De facto, o termo Vilafranquiano sobrevive por razões tradicionais mais do

que pelo seu valor intrínseco, e é, praticamente, destituído de significado se não for usado com alguma qualificação (Vilafranquiano inferior, médio e superior).

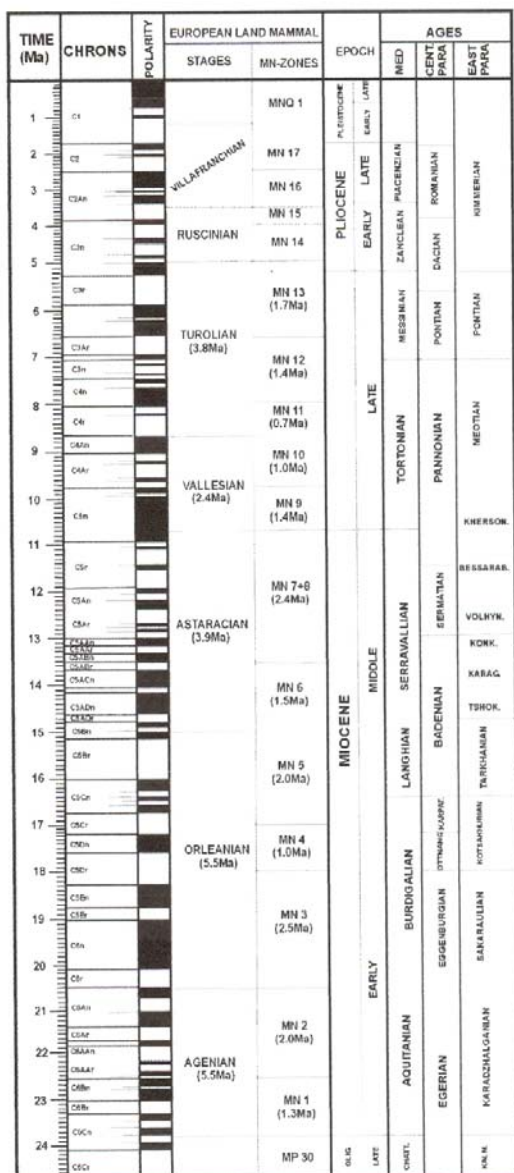


Tabela 3.2 – Tabela cronológica para o Neogénico com as unidades continentais dos mamíferos europeus e as zonas MN (Mein, 1990; Steininger *et al.*, 1990 & Steininger, 1999).

Azzaroli (1987) dividiu o Vilafranquiano em 6 unidades faunísticas mais ou menos bem definidas. O início do Vilafranquiano, algumas das suas unidades e o final são caracterizados por pronunciados acontecimentos de dispersão; outras unidades foram distinguidas com base em acontecimentos menores ou mudanças mais graduais. (tabela 3.3).

Unidades faunísticas do Vilafranquiano	Idades
Evento de dispersão do final do Vilafranquiano	Plistocénico
Início do Vilafranquiano superior	
Evento “Lobos”	
Vilafranquiano médio	Pliocénico
Evento elefante – Equus	
Início do Vilafranquiano – Evento “Leptolobos”	

Tabela 3.3 – Unidades Faunísticas do Vilafranquiano (Azzaroli, 1987).

3.3 Climas do Plistocénico

O Plistocénico é caracterizado por alternância de intervalos glaciares e interglaciares. Estão registados mais de 60 ciclos de expansão e contracção glaciár.

Numerosos registos têm sido usados para reconstruir as variações climáticas do Plistocénico. Antes do uso generalizado dos núcleos dos sedimentos marinhos profundos, era sabido que houve numerosas flutuações dos glaciares do Plistocénico. Os depósitos eólicos de loess também têm sido usados para demonstrar mudanças climáticas nos continentes (Kukla, in <http://www.ace.mmu.ac.uk/resources/gcc/figures/5-3-1.html>). Contudo, foi o advento da análise de isótopos de oxigénio em nanofósseis nas camadas marinhas profundas que realmente possibilitou a reconstrução dos climas do Plistocénico. A figura 3.22 mostra o registo das oscilações de $\delta^{18}\text{O}$ nos últimos 2,5 Ma. Nele se mostram ciclos distintos de mudanças de temperatura no oceano e no volume global de gelo. Análises de $\delta^{18}\text{O}$ em diversos núcleos de gelo indicam dois estados climáticos: glaciares e interglaciares. A figura 3.23 mostra o perfil $\delta^{18}\text{O}$ no gelo em Camp Century (Gronelândia) nos últimos 130 000 anos (Dansgaard *et al.*, in http://www.ace.mmu.ac.uk/resources/gcc/figures/5_10.html).

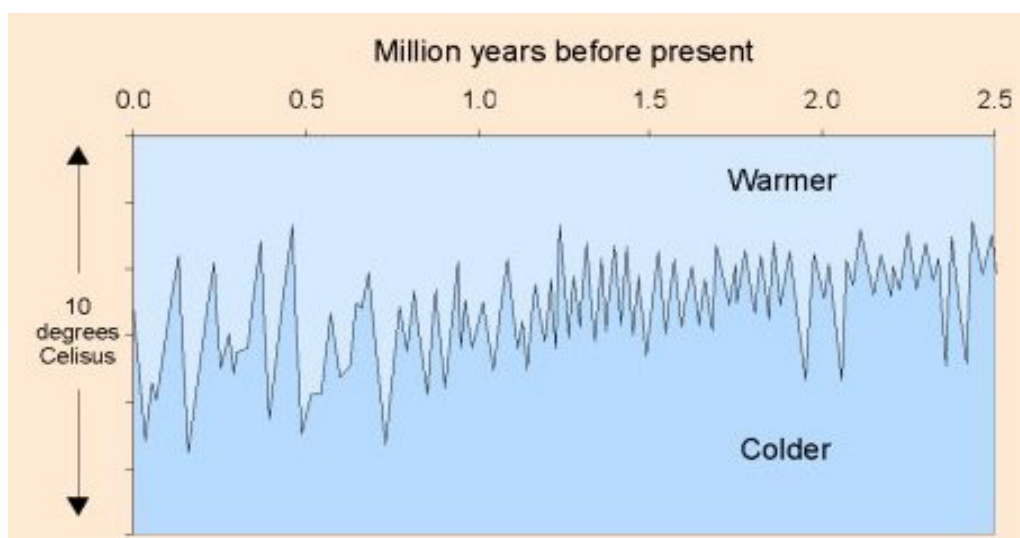


Figura 3.22 - Registo das oscilações de $\delta^{18}\text{O}$ nos últimos 2,5 Ma (Dansgaard *et al.*, in http://www.ace.mmu.ac.uk/resources/gcc/figures/5_10.html).

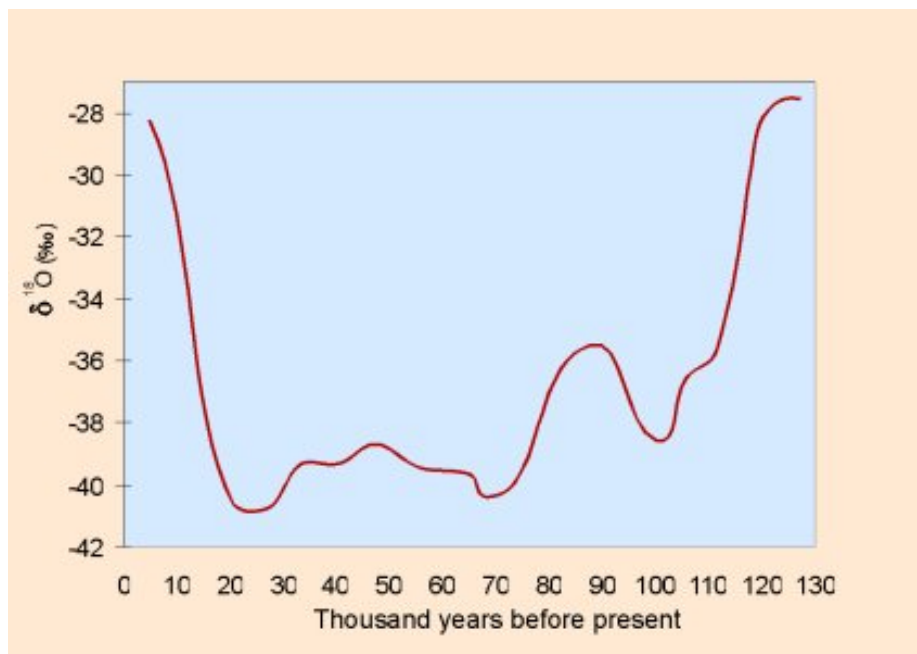


Figura 3.23 - Perfil $\delta^{18}\text{O}$ no gelo em Camp Century (Gronelândia) nos últimos 130 000 anos (Dansgaard *et al.*, in http://www.ace.mmu.ac.uk/resources/gcc/figures/5_10.html).

Durante os períodos de glaciação, ou máximo glacial, ocorrem uma série de acontecimentos: os glaciares avançam em direcção ao equador; os glaciares alpinos avançam em direcção ao sopé das montanhas; ao avançar os glaciares provocam grande desgaste e erosão nas rochas; há regressão eustática (a água fica aprisionado nos glaciares), consequentemente os rios entalham canais mais profundos nas margens dos continentes; dá-se a migração de espécies de animais e plantas; nas regiões tropicais e em muitas latitudes elevadas, o clima seca ainda mais, os desertos expandem levando à redução das florestas e florestas húmidas; no Oeste da América do Norte e em alguns outros locais, o clima torna-se mais húmido e aparecem grandes lagos (Holtz, in <http://www.geol.umd.edu/~tholtz/G102/102ceno3.htm>). Estes episódios duram de 5 000 a 20 000 anos.

Durante o degelo ocorrem os episódios de Heinrich, geração massiva de icebergs que, ao fundirem, libertam sedimentos no fundo do mar e, ao mesmo tempo, acrescentam grandes volumes de água doce ao mar, levando a padrões de circulação termohalinos; nas margens dos glaciares continentais formam-se lagos; estes e outros lagos, frequentemente transbordavam formando grandes superfícies com águas doces resultantes da fusão dos gelos (Holtz, in <http://www.geol.umd.edu/~tholtz/G102/102ceno3.htm>). Estes episódios de degelo, ou deglaciação, são muito rápidos.

Durante os períodos interglaciários (ou mínimo glacial) os glaciares recuam; há reajustes isostáticos nas regiões continentais; água do mar subiu até 30 m acima do que estava no máximo glacial; os vales dos rios costais inundam formando estuários, animais e plantas migram em direcção aos pólos (Holtz, in <http://www.geol.umd.edu/~tholtz/G102/102ceno3.htm>).

Hoje, no geral, aceita-se que os ciclos glacial – interglacial do Plistocénico ocorreram devido à variação da órbita da Terra à volta do Sol. Durante a terceira década do século XX, o astrónomo Milutin Milankovitch calculou as variações de insolação da Terra, resultantes das alterações dos movimentos de translação e rotação da Terra. Milankovitch, propôs, um mecanismo astronómico capaz de explicar os ciclos glaciários conhecido por Ciclos de Milankovitch.

O final do último máximo glacial (11 000 a 10 000 anos), que marca o início do Holocénico, não é o último avanço glacial. Durante o Holocénico houve algumas pequenas oscilações (conhecidas como Período quente medieval, Pequena idade do gelo, etc.). O Holocénico não é uma época distinta, corresponde apenas ao último grande interglacial.

As glaciações tradicionais foram definidas em áreas alpinas, e muito dificilmente são transponíveis para outras regiões. Estes mesmos períodos glaciários foram reconhecidos nos Estados Unidos da América e denominam-se Nebraska, Kansas, Illinois e Wisconsin. Actualmente utilizam-se os episódios de Heinrich e as oscilações da curva de $\delta^{18}\text{O}$ para os datar e caracterizar.

As primeiras glaciações, Biber e Donau apresentam vestígios duvidosos, sendo comumente desprezadas e até mesmo negadas a sua existência por alguns pesquisadores.

No Plistocénico inferior (1 800 000 – 700 000 anos), o mundo vivia a glaciação Günz. O máximo de glaciação provocou regressão marinha. Durante o avanço dos glaciares, estabeleceu-se uma ponte terrestre no estreito de Bering entre Alasca e Sibéria, o que se repetiu várias vezes durante o Plistocénico. Violentas erupções vulcânicas afectaram várias regiões, nomeadamente o centro da França. A fauna tinha características mediterrâneas. A flora termófila refugiou-se nas regiões abrigadas e recuperou quando da melhoria climática; *Juglans*, *Platanus*, *Castanea* e *Vitis* sobreviveram ao frio e expandiram-se de novo após o máximo glacial (Pais, 2004).

Intervalos glaciários e interglaciários do Plistocénico – Holocénico na Europa				
Serie	Glaciações/Interglaciações		Tipo	Começo
	Alpes	NE Europa		
Holocénico	Postglacial	Holocénico	Interglacial	11.500 a
Plistocénico	<i>Würm</i>	<i>Weichsel</i>	<i>Glaciar</i>	80.000 a
	Riss-Würm	Eem	Interglacial	140.000 a
	<i>Riss</i>	<i>Saale</i>	<i>Glaciar</i>	200.000 a
	Mindel-Riss	Holstein	Interglacial	390.000 a
	<i>Mindel</i>	<i>Elster</i>	<i>Glaciar</i>	580.000 a
	Günz-Mindel	Cromer	Interglacial	750.000 a
	<i>Günz</i>	<i>Menap</i>	<i>Glaciar</i>	1,1 Ma
	Donau-Günz	Waal	Interglacial	1,4 Ma
	<i>Donau</i>	<i>Eburon</i>	<i>Glaciar</i>	1,8 Ma
Pliocénico	Biber-Donau	Tegelen	Interglacial	2 Ma
	<i>Biber</i>	<i>Brügen</i>	<i>Glaciar</i>	2,5 Ma

Tabela 3.4 – Intervalos glaciários e interglaciários do Plistocénico – Holocénico (Adaptado de Thordarson & Höskuldsson, 2002).

Na Europa o Homem abandonou utensílios arcaicos, talhados em pedra; era um caçador robusto, ainda não conhecia o fogo mas organizava acampamentos ao ar livre e abrigava-se em grutas.

O Plistocénico médio, corresponderia civilização aucheulense (700 000 – 130 000 anos), inicia-se por um certo aquecimento e recuperação das florestas dizimadas pela glaciação anterior. Corresponde ao interglacial (Günz – Mindel) que durou 50 000 anos. A partir dos 750 000 anos desenvolveu-se novo período glacial que levou o gelo até à Alemanha. Durou cerca de 350 000 anos e constituiu a glaciação de Mindel. Este arrefecimento foi responsável pelo desaparecimento das últimas faunas vilafranquianas que deram lugar a espécies adaptadas ao frio como a raposa polar, o boi almiscarado e os lemingos que migraram até o centro da Europa.

A vegetação não se degradou completamente, mostrando melhoria sensível no interglacial que se seguiu (Mindel – Riss).

Segue-se novo glacial (Riss) que durou cerca de 100 000 anos. O frio foi intenso; desenvolveram-se estepes frias, as coníferas desceram até o litoral; o Homem refugiou-se em grutas, dominou o fogo, construiu cabanas e afeioou os bifaces.

O Plistocénico superior corresponde ao Mustierense (130 000 – 35 000 anos), iniciou-se por um episódio de aquecimento (entre 130 000 e 100 000 anos atrás) que provocou a fusão dos gelos e o retraimento dos glaciares alpinos. Houve uma importante transgressão que elevou o nível dos oceanos cerca de 10 m. É o Eemiano ou intervalo Riss – Würm. A vegetação recuperou por completo.

Por volta de 70 000 anos o frio instalou-se de novo (Würm). Na Europa os glaciares desceram até Lyon. Houve vulcanismo em Espanha, França e Alemanha. Primeiro frio mas húmido, depois frio e seco, o clima degradou-se. As florestas desapareceram e deram lugar a estepes frias com renas, mamutes, rinocerontes lanudos, antílopes e roedores como as marmotas. A glaciação Würm divide-se em antigo e moderno devido a mudanças nas civilizações humanas. No Würm antigo (40 000 anos BC) o frio reinava na Europa. Dá-se a regressão würmiana levando o mar a descer a mais de 100 m abaixo do nível actual. Aos 35 000 anos os Neandertalians deram lugar ao *Homo sapiens*. No Würm recente, Paleolítico superior (entre 35 000 - 10 000 anos atrás), as faunas e floras são semelhantes às do Würm antigo. A partir dos 18 000 anos BC, o final da glaciação foi interrompido por oscilações de temperaturas que foram sendo mais constantes até ao Post – glaciário. O vulcanismo foi bastante activo. A partir do Paleolítico superior, o *Homo sapiens* refinou as indústrias líticas e ósseas; a vida social e espiritual evoluiu (culto dos mortos).

O Holocénico iniciou-se por volta de 9 800 anos BC. Entre 8 200 e 6 800 anos BC deu-se a transição entre os últimos frios do tardiglacial e o prenúncio dos aquecimentos post-glaciares, caracterizado pelo desenvolvimento de *Betula*, *Quercus*, *Ulmus*, *Corylus*; foi o Pré-boreal.

Entre 6 800 e 5 500 anos BC (Boreal) houve aquecimento e instalou-se, mesmo, certa secura ambiental favorecendo o desenvolvimento de florestas de pinheiros e de *Corylus*. Seguem-se os intervalos Atlântico, Boreal do Sul e Sub-atlântico.

Com o aquecimento, as espécies animais de climas mais frios migraram para Norte. Algumas linhas extinguiram-se; mantiveram-se auroques, bisontes, cervídeos, javalis, coelhos, cavalos e cabras de montanha.

O Holocénico é, assim, delineado como um intervalo relativamente quente, e é considerado como sendo um exemplo de um episódio interglacial que ocorreu em conjunto com glaciações ao longo do Plistocénico.

No intervalo de passagem entre Plistocénico e Holocénico houve desenvolvimento da civilização do Mesolítico, situada entre predadores e produtores; aparecem micrólitos geométricos. A caça e a pesca eram tarefas da vida diária das populações.

A civilização neolítica iniciou-se na primeira metade do intervalo atlântico; o Neolítico antigo (6 000 - 5 500 a 4 000-3 800 anos BC); houve tentativas de criação de gado e de práticas agrícolas.

O Neolítico médio (5 000 - 4000 a 2 800 - 2 700 anos BC) é o alvorecer do megalitismo.

O Neolítico final corresponde ao calcolítico ou alvorecer da idade dos metais; iniciou-se há 3 500 BC e é marcado pela ocorrência de sepulturas colectivas.

Segue-se a idade dos metais com o bronze (1 800 - 700BC) com incineração dos mortos etc.

3.4 Paleogeografia

A geografia da Terra no Neogénico era muito parecida com a actual. No entanto, a topografia relativamente similar disfarça algumas mudanças dramáticas. No Oeste do Mediterrâneo, o arco de Alboran, uma pequena placa submarina, desviou-se para Oeste, contra a Espanha e o Norte de África. A colisão fez estabelecer contacto entre África e a Eurásia no final do Miocénico inferior (± 18 Ma) o que permitiu a migração para a Europa dos proboscídeos e dos bóvidos africanos. Selou o bordo Oeste do Mediterrâneo por 600 000 anos. No Miocénico (Messiniano) (fig. 3.25), o Mar Mediterrâneo (ainda designado por Mesogeia) ficou virtualmente seco, descendo as suas águas cerca de 2000 m. Os períodos de isolamento do Mar Mediterrâneo alternaram com períodos onde houve ligação com o oceano Atlântico o que justifica a ocorrência de vasas com foraminíferos intercaladas nos evaporitos. Nos tempos em que houve isolamento, depositaram-se carbonatos seguindo-se gesso e halite. Durante os períodos de isolamento e de descida do nível das águas os rios cavaram gargantas profundas, hoje canhões submarinos; na foz dos grandes rios acumularam-se enormes quantidades de material detrítico. O Mar Mediterrâneo tomou a configuração actual à cerca de 5 Ma, no início do Pliocénico por abertura do estreito de Gibraltar.

No outro lado do continente africano, abriram-se três grandes riftes: o rifte de Aqaba – Levant (hoje Golfo de Aden), o do Mar Vermelho, e, mais tarde, durante o Neogénico, o do Vale de Afar (Rift Este Africano) onde o Homem terá surgido no Pliocénico tardio. Como consequência da abertura do Mar Vermelho e do Golfo de Aden, a placa Arábica separou-se de África e fechou a Oriente a Mesogeia (Wicander & Monroe, 2000).

Durante o Neogénico, a Placa Indiana foi desviada um pouco para noroeste na sua deriva para Norte, presumivelmente devido ao impacto com a China e a Ásia. A Índia chocou com a Ásia penetrando nesta entre 4 a 500 km e produzindo o levantamento dos Himalaias. O espessamento crostal debaixo dos Himalaias atingiu o máximo no Pliocénico, apesar de as montanhas ainda hoje continuarem a subir. Para Oeste, elevaram-se as montanhas da Ásia Central, levantando o Cáucaso e eventualmente secando a maior parte do Mar Cáspio. Até certo ponto, estes eventos espelharam-se na Europa, onde a Calábria (Itália) aparentemente sofreu uma complexa combinação de rotação no sentido dos ponteiros do relógio e translação para nordeste, abrindo o Mar Tirreno e ligando a península itálica ao continente Europeu. Ao mesmo tempo, um importante episódio orogénico ergeu a Norte os Alpes, e completou as montanhas dos Cárpatos e de Zagros a nordeste (Wicander & Monroe, 2000).

Para Este da Índia, no Neogénico tardio, a placa Australiana contactou finalmente com a Ásia, levando à emersão das ilhas da Nova Guiné e empurrando outras microplacas contra o continente asiático tendo resultado a formação de Taiwan e das Filipinas, tendo também contribuído para o crescimento e rotação do Japão.

Na América do Norte, os níveis do mar baixos, particularmente no Miocénico médio, e a acumulação da capa de gelo permanente no Pólo Norte, permitiu que uma ponte intermitente se mantivesse entre a América do Norte e a Gronelândia. A Islândia emergiu, mais tarde, dos pontos quentes do Atlântico Norte. A Oeste da América do Norte, houve falhamentos N-S com estiramento E-W e afinamento da crosta através da uma bacia no Nevada, Arizona e Sul da Califórnia. O vulcanismo resultante está associado ao levantamento das Montanhas Rochosas a Este, e da Serra Nevada a Oeste que, por sua vez, esteve associado à abertura do Golfo da Califórnia e à elevada subsidência no Vale Central da Califórnia.

As Américas do Norte e Sul derivaram para norte. No entanto, a América do Sul moveu-se mais rapidamente; desenvolveu-se uma ponte permanente entre as Américas no Neogénico tardio, provavelmente no Pliocénico Médio. Isto permitiu as grandes migrações de animais apenas travadas pelo Golfo do México: equídeos, mastodontes, tapires, lamas deslocaram-se para a América do Sul; *Megatherium* (figs 3.18 e 3.19), sarigueias e tatus foram para a América do Norte. O fecho do Istmo do Panamá isolou as águas do Golfo do México separando as faunas e floras marinhas das costas Este e Oeste das Américas (fig. 3.24).

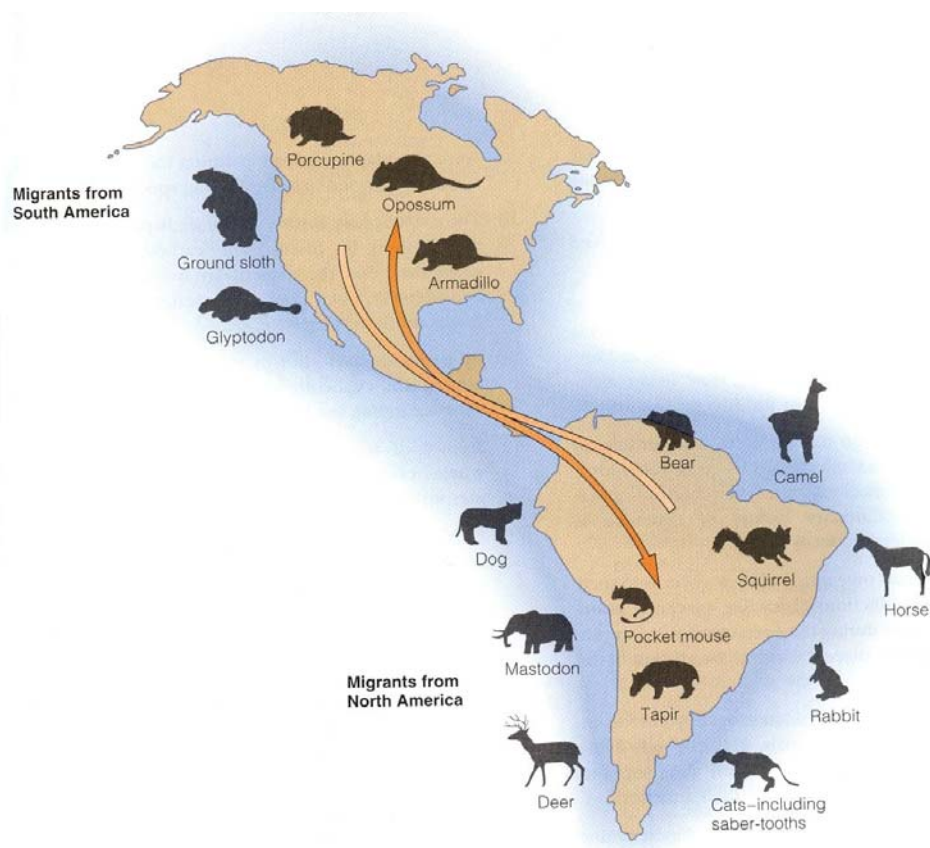


Figura 3.24 – Formação do Istmo do Panamá no Pliocénico superior provocou a migração de seres vivos entre as Américas (Wicander & Monroe, 2000).

Parte da razão pelo qual a América do Sul se movia mais rapidamente pode dever-se ao facto de os Andes estarem a passar sobre um ponto quente crostal. Mas, qualquer que seja a razão, a América do Sul experimentou um período prolongado de construção de montanhas durante o Neogénico. Nos primeiros estádios de elevação dos Andes, criou um sistema de lagoas, e mais tarde lagos, no interior da América do Sul. O desenvolvimento posterior das montanhas, no Neogénico, drenou os lagos e ligou a maioria das ilhas com o continente.

O vulcanismo foi activo; foram emitidos andesitos ao longo das cinturas mesogeiana e peripacífica e basaltos no interior dos cratões.

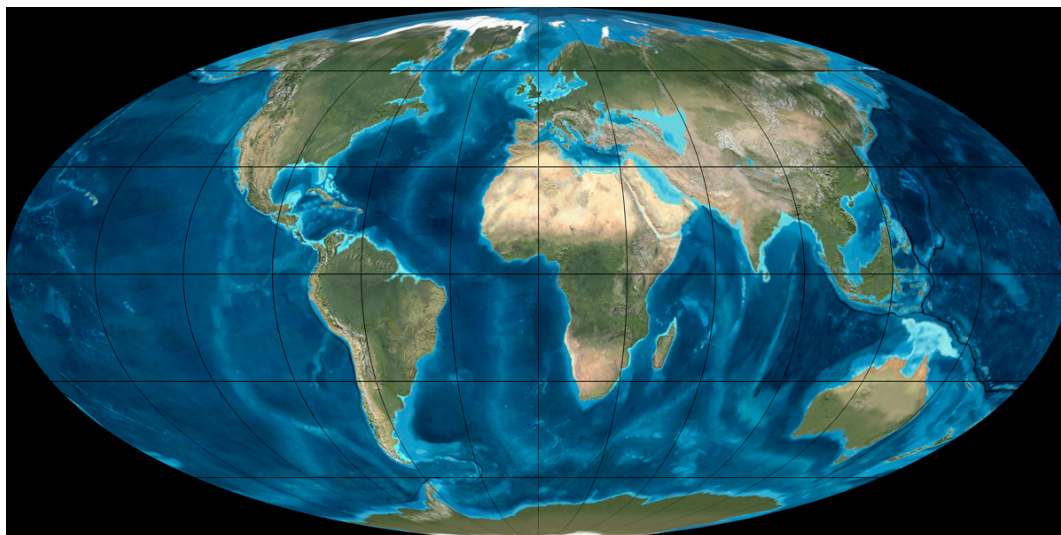


Figura 3.25 – Distribuição dos continentes no Miocénico (<http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/mollglobe.html>).

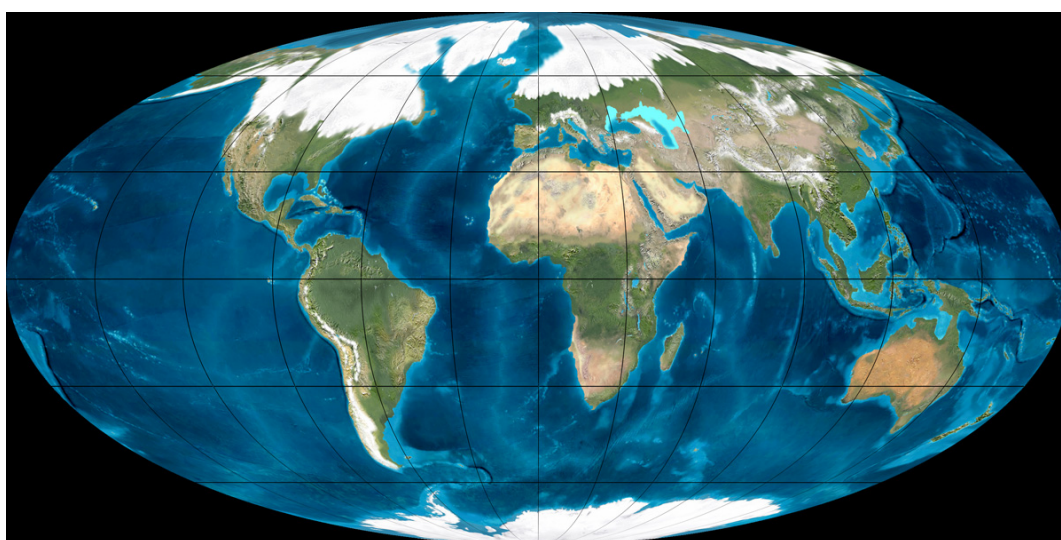


Figura 3.26 – Distribuição dos continentes no Plistocénico (<http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/mollglobe.html>).

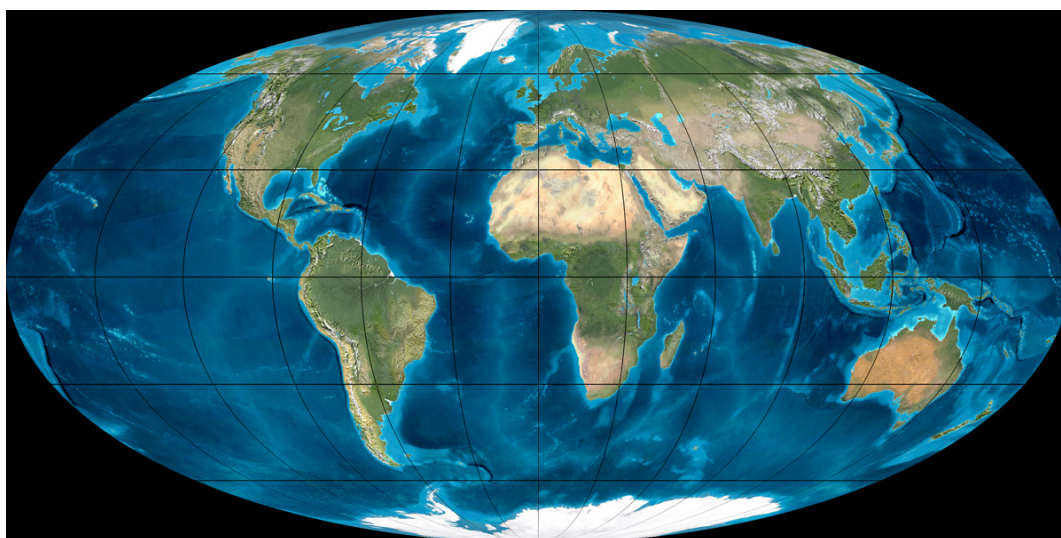


Figura 3.27 – Distribuição dos continentes actualmente (<http://jan.ucc.nau.edu/~rcb7/mollglobe.html>).

3.5 Climatologia

O Neogénico estendeu-se por 23 milhões de anos, durante os quais o mundo se tornou mais seco e frio, culminando na idade do gelo do Plistocénico. Durante este intervalo, o regime climático relativamente estável e uniforme que tinha acompanhado os ecossistemas do mundo durante 200 Ma, desde o Triásico superior, chegou ao final de modo relativamente rápido. As condições tinham vindo a deteriorar-se desde o fim do Mesozóico. O Paleogénico incluiu tempos de climas marcadamente instáveis, e as águas, perto dos pólos, começaram a esfriar. No entanto, o mundo no Paleogénico era, ainda, - pelo menos segundo os padrões actuais – densamente florestado, quente, húmido e sem grandes oscilações de temperatura regionais ou globais.

Os sinais indiscutíveis de arrefecimento surgiram no Pliocénico evidenciados na morfologia da concha de alguns foraminíferos (globigerinas com enrolamento sinestro). A deriva dos continentes fechou as águas do ártico, à medida que a margem norte da Ásia e da América do Norte se juntaram. No sul, a Antárctica, agora isolada de outras massas continentais, estava rodeado pela corrente circum-polar. Assim, ambos os pólos estavam termicamente isolados das águas quentes equatoriais; e (talvez pela primeira vez desde o Ordovícico) ambos os pólos acumularam uma pesada cobertura de gelo. As camadas de gelo, reflectiam mais a luz do sol e baixaram o nível do mar, reduzindo a temperatura e a circulação de água quente. Ao mesmo tempo, o fecho virtual da circulação este-oeste através do Mar Mediterrâneo e entre as Américas isolou essas águas, permitindo aparecimento de correntes de circulação quentes conduzindo a monções sazonais.

O mundo secou. Desenvolveram-se grandes desertos no Norte de África e Ásia Central. As florestas densas do interior dos continentes americanos, Ásia, Europa e até da Austrália foram substituídas por planícies áridas, estepes, pradarias e tundras. As ervas apareceram no início do Miocénico e rapidamente substituíram algumas das florestas densas.

Capítulo 4 – Evolução dos primatas e dos Humanos

Capítulo 4 – Evolução dos primatas e dos Humanos.

Aquele que se julga corresponder ao primata mais antigo surgiu ainda no final do Mesozóico. Esse primata era de pequenas dimensões, alimentava-se de insectos e vivia nas árvores. Os restos fósseis deste animal foram encontrados na montanhas de Purgatory Hill, nos EUA, daí ter sido baptizado com o nome de *Purgatorius* (Wicander & Monroe, 2000).

Os primatas são difíceis de caracterizar como Ordem porque não possuem a forte especialização que encontramos na maioria das outras ordens de mamíferos. Podemos, no entanto, encontrar várias características que os diferenciam: a vida arborícola é característica de todos os primatas, excepto o Homem, sendo um meio eficaz de evitar ataques de predadores; apenas os primatas, de entre os mamíferos, mantêm o padrão primitivo de dedos preênseis, acrescentando um polegar oponível, tanto nos membros anteriores como posteriores; os dedos não apresentam garras mas sim unhas, o que facilita a protecção das polpas tácteis das pontas dos dedos e facilita o acto de agarrar; as articulações têm grande mobilidade o que torna os primatas animais muito ágeis. A visão estereoscópica favorece a percepção de profundidade e o cálculo de distâncias, para uma movimentação mais segura. Este facto levou a um predomínio do sentido da visão sobre os restantes sentidos, levando ao característico achatamento da face, consequência da redução das mucosas olfactivas.

A ordem dos primatas é dividida em duas subordens: os prossímios, ou primatas inferiores, que inclui os lémures, tarsos, musaranhos arborícolas; e os antropóides ou primatas superiores que incluem os macacos e os humanos (tabela 4.1).

Os prossímios são geralmente pequenos, arborícolas, com 5 dedos em cada mão e patas com garras ou com unha; são tipicamente omnívoros. Têm olhos grandes, directamente voltados para a frente da face e especializados para visão nocturna; muitos são noctívagos. Tal como o seu nome indica, os prossímios são os primatas mais antigos e o seu registo fóssil remonta ao Paleogénico. Foram abundantes, diversificados e estavam disseminados pela América do Norte, Europa e Ásia durante o Eocénico. À medida que os continentes se moveram para Norte durante o Cenozóico, o clima mudou de tropical para condições mais frias de latitude média, a população de prossímios decresceu tanto em abundância como em diversidade. Pelo Oligocénico quase não existiam prossímios nos continentes do Norte pois, as populações aí disseminadas no Eocénico, migraram para Sul para as latitudes mais quentes de África e Sul da Ásia. Presentemente, os prossímios vivem apenas nas regiões tropicais da Ásia, Índia, África e Madagascar (Wicander & Monroe, 2000).

Classificação dos Primatas
Ordem Primata:
Subordem Prossímio
Subordem Antropoidea
Superfamília Cercopithecoidea
Superfamília Ceboidea
Superfamília Hominoidea
Família Pongidae
Família Hylobatidae
Família Hominidae

Tabela 4.1 – Classificação dos primatas (adaptado de Wicander & Monroe, 2000).

Os antropóides evoluíram a partir de um prossímio durante o Eocénico superior. Um dos antropóides mais antigos, e possível ancestral dos macacos do Velho Mundo, era *Aegyptopithecus*, um pequeno primata arborícola, comedor de fruta, que pesava cerca de 5 kg.

Os antropóides reúnem três superfamílias: macacos do velho mundo, macacos do novo Mundo e hominóides (Wicander & Monroe, 2000).

Os macacos do velho mundo (superfamília Cercopithecoidea) são caracterizados pelas narinas directamente para baixo (como nos humanos), mãos que agarram e uma cauda não preênsil. Incluem os macacos, babuínos e macacos narigudos. Presentemente, os macacos do velho mundo estão distribuídos pelas regiões tropicais de África e Ásia e pensa-se que evoluíram de um antropóide primitivo como *Aegyptopithecus* (fig. 4.1) durante o Oligocénico.



Figura 4.1 – Crânio de *Aegyptopithecus zeuxis* (Wicander & Monroe, 2000).

Os macacos do novo mundo (superfamília Ceboidea) vivem apenas na América Central e do Sul. Provavelmente, evoluíram dos macacos africanos que migraram através do Atlântico alguns durante o Oligocénico inferior e continuam a evoluir, isoladamente, até o presente. São caracterizados por terem cauda preênsil, face plana e narinas muito separadas;

incluem os macacos uivadores, macacos aranha e macacos esquilo.

Os hominóides (superfamília Hominoidea) aglutinam três famílias: os macacos superiores (Família Pongidae), que inclui chimpanzés, orangotangos e gorilas; os macacos inferiores (Família Hylobatidae), os gibões e os siamangos; e os hominídeos (Família Hominidae), os humanos e os seus ancestrais extintos. A linhagem dos hominóides divergiu

dos macacos do velho mundo antes do Miocénico. É aceite que os hominóides evoluíram em África, provavelmente a partir de um grupo ancestral que inclui *Aegyptopithecus*.

O movimento para Norte dos continentes, iniciado no Eocénico, resultou em mudanças climáticas pronunciadas. Em África, Europa, Ásia e outras zonas, começou o arrefecimento geral e as florestas tropicais húmidas e subtropicais começaram a mudar para florestas mistas separadas por savanas e campos abertos de ervas à medida que a temperatura e pluviosidade diminuíram. Os prossímios e os macacos tornaram-se raros enquanto os hominóides se diversificaram nos ambientes recentemente formados e se tornaram abundantes (Wicander & Monroe, 2000).

Durante o Miocénico, a África colidiu com a Eurásia, produzindo ainda mais mudanças climáticas bem como providenciou novas oportunidades para migrações de animais entre as duas massas continentais.



Figura 4.2 – Crânio de Proconsul
(<http://www.dinosoria.com/hominides/proconsul.jpg>).



Figura 4.3 – Reconstituição de Proconsul
(http://www.icanet.it/pascal/UOMO_JPG/image/s/proconsul.jpg).

Dois grupos parecidos com macacos evoluíram durante o Miocénico e originaram os hominóides. O primeiro grupo, os Dryopithecinos, evoluíram em África durante o Miocénico e subsequentemente expandiram-se para a Eurásia após colisão dos dois continentes. Os Dryopithecinos eram um grupo de hominóides com tamanho, características do esqueleto e estilos de vida variados. O mais conhecido ancestral de todos os hominóides posteriores é *Proconsul*, (figs. 4.2 e 4.3) que terá vivido há cerca de 17 a 20 Ma; era um animal parecido com macacos, comedor de fruta, e que levava uma vida quadrúpede, arborícola, com pouca actividade no solo. O segundo grupo, os *Ramapithecus*, (fig. 4.4) evoluíram em África durante o Miocénico e espalharam-se para a Eurásia.

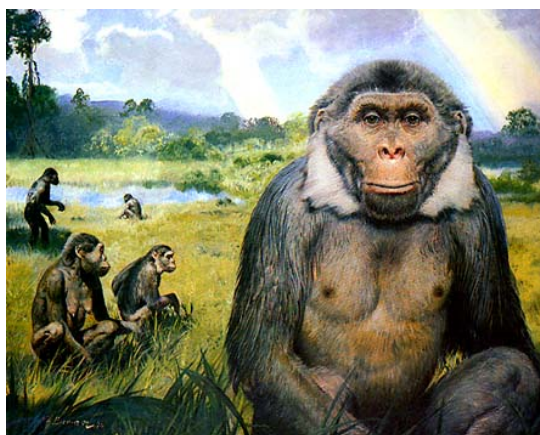


Figura 4.4 – Reconstituição de *Ramapithecus*
(<http://www.bertsgeschiedenis.nl/geschiedenis%20aarde/ramapithecus3.jpg>).

Ramapithecus, (fig. 4.4) género que viveu há 15 Ma, e que provavelmente resultou da evolução de *Proconsul*, foi considerado, por muitos anos, o elo que faltava para o ramo hominídeo. Seria o ancestral mais antigo dos hominídeos, cuja separação do ramo primata teria ocorrido há 14 Ma. Posteriormente, há cerca de 5 a 7 Ma, os ramos dos grandes símios ter-se-iam separado entre si. No entanto, a análise das proteínas dos fósseis de *Ramapithecus* levou à conclusão que este género era mais aparentado com os actuais orangotangos do que com o homem, chimpanzé ou qualquer outro primata actual. Conclui-se, portanto, que este género é ancestral directo do orangotango e não um “elo perdido” na evolução humana. Estava definitivamente provada a separação do ramo dos orangotangos há cerca de 15 Ma, o que se teria passado em relação ao restante tronco? Nova árvore genealógica considera que os chimpanzés e os gorilas se separaram há cerca de 3 Ma, dois milhões de anos mais tarde que a separação dos hominídeos da linha principal. O ancestral comum seria um pequeno símio bípede e, o chimpanzé e o gorila teriam perdido a capacidade da marcha bípede secundariamente.

Por enquanto ainda existem muitas peças perdidas, particularmente durante os intervalos críticos, nos registos fósseis, pelo que esta discussão continuará até que novas descobertas nos forneçam informações mais precisas sobre a evolução humana (Wicander & Monroe, 2000).

4.1 Hominídeos (Família Hominidae)

A Família que inclui os humanos actuais e os seus ancestrais extintos, têm registos fósseis que se estendem 4,4 Ma atrás (fig. 4.5). Várias características distinguem-nos de outros hominóides. Os hominídeos são bípedes, isto é, têm postura erecta, o que resultou de

várias modificações no esqueleto. Adicionalmente, mostram uma tendência para uma larga e reorganização do cérebro. Outras características, incluem a redução da face e dos dentes caninos, alimentação omnívora, destreza manual e uso de utensílios sofisticados. Estas características são resposta às mudanças climáticas que começaram durante o Miocénico e continuaram no Plistocénico: as vastas savanas substituíram as florestas tropicais húmidas onde os primatas inferiores e os macacos do velho mundo foram abundantes. À medida que as savanas e as pastagens se expandiam, os hominídeos fizeram a transição das florestas tropicais húmidas para as florestas mistas e savanas.

O hominídeo mais antigo conhecido é *Ardipithecus ramidus*. Descoberto em Aramis, Etiópia e datado de há 4,4 Ma atrás (figs. 4.6 e 4.7).

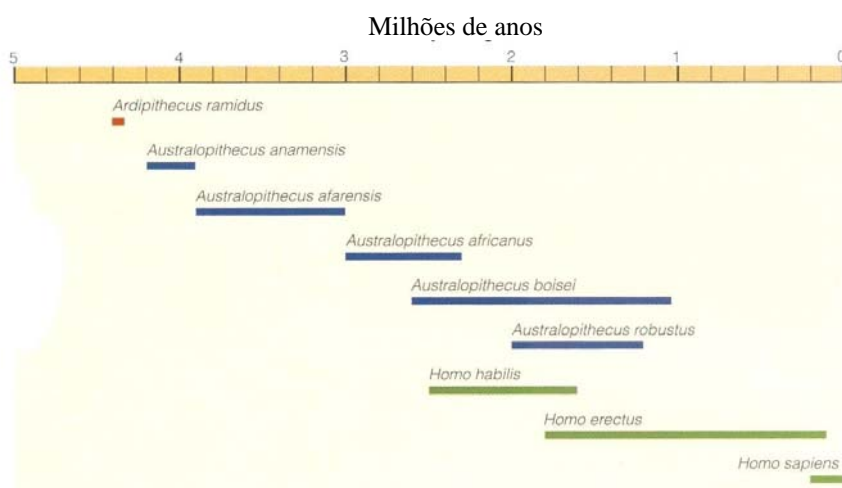


Figura 4.5 – Biostratigrafia de diferentes espécies de hominídeos (Wicander & Monroe, 2000).



Figura 4.6 – Crânio de *Ardipithecus ramidus* (<http://escaut.portail-svt.com/images/toumai.jpg>).

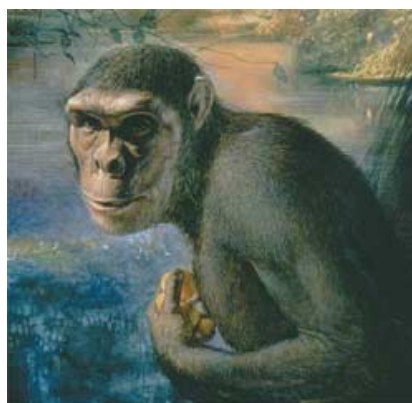


Figura 4.7 – Reconstituição de *Ardipithecus ramidus* (http://www.netcevap.org/resimler/sciam0307_1.jpg).

Australopithecíneos é o termo colectivo para todos os membros do género *Australopithecus*. São reconhecidas cinco espécies: *A. anamensis*, *A. afarensis*, *A. africanus*, *A. robustus* e *A. boisei*. Muitos paleontólogos aceitam o esquema evolucionário no qual *A. anamensis* é o mais antigo Australopithecíneo conhecido, e é o ancestral do *A. afarensis* que, por sua vez, é ancestral de *A. africanus* e do género *homo*, bem como de um ramo lateral dos Australopithecíneos representados por *A. robustus* e *A. boisei* (Wicander & Monroe, 2000).

A. anamensis, (figs. 4.8 e 4.9) o mais antigo Australopithecíneo conhecido, foi descoberto no Quênia, em Kanapoi, perto do lago Turkana, por Meave Leakey em 1995. Esta espécie bípede terá vivido entre 4,2 e 3,9 Ma tem muitas características comuns com os seus parentes mais recentes, *A. afarensis*, no entanto, é mais primitivo noutras características tais como dentes e crânio. *A. anamensis* é estimado ter entre 1,3 a 1,5 m de altura e pesar entre 33 e 50 kg.



Figura 4.8 – Crânio de *Australopithecus anamensis*
(<http://www.risktaking.co.uk/images/australopithecus%20afarensis.jpg>).



Figura 4.9 – Reconstituição de *Australopithecus anamensis*
(<http://www.vobs.at/bio/evolution/e-a-anam.jpg>).

A. afarensis, (figs. 4.10 e 4.11) viveu entre 3,9 e 3,0 Ma atrás; era bípede e exibia grande variedade em tamanho e peso. Mediriam entre 1 a 1,5 m e pesava entre 25 e 45 kg. Tinham caixa craniana com 380-450 cm³ o que é maior que os chimpanzés mas muito menor que os humanos (em média 1350 cc). O crânio tinha ainda muitas características parecidas com os macacos incluindo uma testa massiva e mandíbulas pronunciadas mas, os dentes eram intermédios entre os macacos e os humanos. Os molares muito esmaltados eram provavelmente uma adaptação para mastigar fruta, sementes e raízes.



Figura 4.10 – Crânio de *A. afarensis*
(http://www.boneclones.com/images/bh001_web-ig.jpg).



Figura 4.11 – Reconstituição de *A. afarensis*
(<http://www.naturalhistorymag.com/0207/images/0207feature1.jpg>).

A. africanus (figs. 4.12 e 4.13) era bastante parecido com o *A. afarensis* e viveu entre 3,0-2,3 Ma atrás. O peso e tamanho eram similares mas, *A. africanus* tinha um cérebro ligeiramente maior (500 cc), mas não seria ainda suficientemente avançado na linguagem. Era herbívoro e comia plantas duras difíceis de mastigar. A forma do maxilar era já parecida com a dos humanos.



Figura 4.12 – Crânio de *A. africanus*
(<http://www.geocities.com/CapeCanaveral/Lab/8932/taung.jpg>).

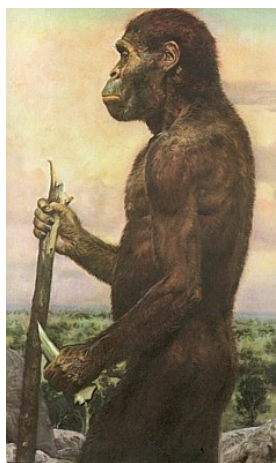


Figura 4.13 – Reconstituição de *A. africanus*
(http://www.hombres-ya.com/images/australopithecus_africanus_zdenek_burian.jpg).

A. afarensis e *A. africanus* diferiam marcadamente de *A. boisei* (2,6-1,0 Ma) e *A. robustus* (2,0-1,2 Ma). *A. boisei* tinha 1,2-1,4 m de altura e pesava entre 34 a 49 kg. Tinha um corpo poderoso, uma crista sagital distintiva em forma de seta no topo do crânio, face plana e os maiores molares de todos os hominídeos. *A. robustus*, (figs. 4.14 e 4.15) por outro lado,

eram mais pequenos (1,1-1,3 m de altura) e mais leves (32-40 kg). Tinham face plana e uma crista de osso levantada que providenciava uma maior área para os fortes músculos maxilares. Era vegetariano. Muitos cientistas acreditam que *A. robustus* e *A. boisei* eram variantes da mesma espécie e pertencentes a uma linhagem separada dos outros australopitecíneos.



Figura 4.14 – Crânio de *A. robustus*
(http://www.scienceinafrica.co.za/pics/12_2002/skull.jpg).

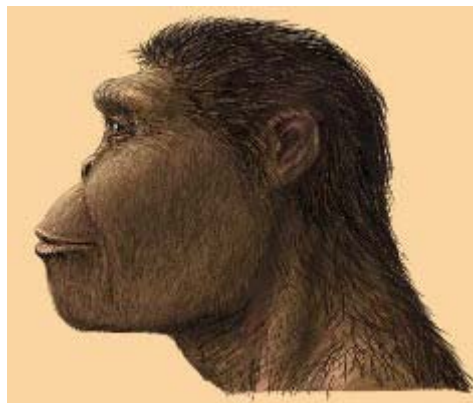


Figura 4.15 – Reconstituição de *A. robustus*
(http://paleontologia.pl.ewolucja.org/forum/files/thumbs/t_kromdraaipwn2.jpg).

4.1.1 A linhagem humana

Homo habilis (figs. 4.16 e 4.17) – é o membro mais antigo do género humano. Foi chamado homem hábil porque foram encontrados diversos utensílios com os seus restos fósseis. Viveu entre 2,5-1,6 Ma atrás. Os restos foram encontrados primeiro na garganta do Olduvai, mas também é conhecido no Quênia, Etiópia e África do Sul. Terá evoluído a partir de *A. afarensis* e *A. africanus* e coexistiu com *A. africanus* por 200 000 anos. O *Homo habilis* tinha um cérebro maior (700 cc em média) que o seu ancestral Australopitecíneo, mas os dentes eram mais pequenos. O cérebro mostra evidências de desenvolvimento de alguma linguagem. Tinha cerca de 1,2-1,3 m de altura e pesava 32-37 kg.



Figura 4.16 – Crânio de *H. habilis*
(<http://www.skulls-skeletons.com/catalog/images/KN-ER%201813%20-%20Homo%20Habilis.JPG>).



Figura 4.17 – Reconstituição de *H. habilis*
(<http://www.abouthumanevolution.org/images/homhab275.jpg>).

Homo erectus (figs. 4.18 e 4.19) – Ao contrário dos hominídeos anteriores, tem sido encontrado espécimes não apenas em África mas também na Europa, Índia, China (“Homem de Pequim”) e Indonésia (“Homem de Java”). *H. erectus* evoluiu em África 1,8 Ma atrás e há 1 Ma estava presente no SE e Este da Ásia, onde sobreviveu até cerca de 100 000 anos atrás. O tamanho do cérebro era 800-1300 cc, maior que do *H. habilis* mas menor que a média do *H. sapiens* (1350 cc). O crânio era espesso, a face maciça, testa proeminente e os dentes eram um pouco maiores do que os dos humanos modernos. Era comparável em altura com os homens modernos, 1,6 -1,8 m e pesava entre 53 e 65 kg.

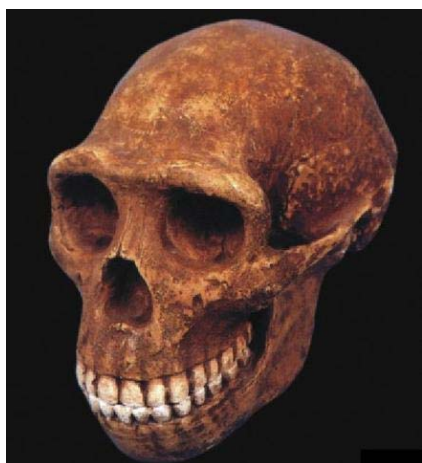


Figura 4.18 – Crânio de *H. erectus*
(http://www.ma.krakow.pl/img/pradzieje/czlowiek_erectus.jpg).

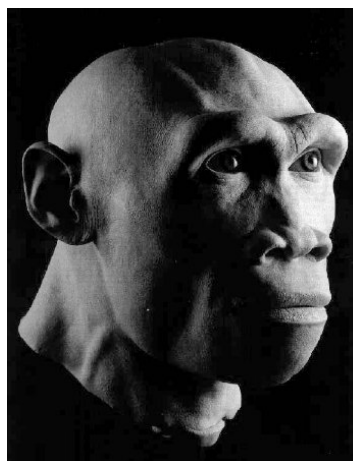


Figura 4.19 – Reconstituição de *H. erectus*
(<http://www.kaliman.com.mx/kalitarjetas/fotos/homoerectus.jpg>).

Esta espécie tinha linguagem articulada. Desenvolvia ferramentas, armas e manuseava o fogo, cozinhava e desenvolveram roupas para suportar os climas nórdicos. Tornou-se caçador e vivia em cavernas (Wicander & Monroe, 2000).

Há ainda aceso debate acerca da transição do *Homo erectus* para *H. sapiens* mas, qualquer que seja a teoria, *H. sapiens* evoluiu certamente a partir do *H. erectus*.

Os *H. sapiens* (arcaicos) providenciam o elo entre *H. erectus* e *H. sapiens sapiens* durante um período de 200 000 a 500 000 anos atrás. Foram encontrados muitos crânios com características intermédias entre os dois, com 1200 cc em média de volume de cérebro e com indícios de terem linguagem articulada. Os crânios são mais arredondados e mais pequenos. Os molares e as arcadas supraciliares eram menores. Os esqueletos mostram corpos mais fortes que os humanos modernos mas também bem proporcionados (Foley, in <http://www.onelife.com/evolve/manev.html>).

Os Neandertais (figs. 4.20 e 4.21) viveram na Europa e Médio Oriente entre 150 000 e 35 000 anos atrás. Coexistiram com *Homo sapiens* (arcaico) e com os primeiros *Homo*

sapiens sapiens. Não é ainda claro se pertenciam à mesma espécie e constituíam subespécie *H. sapiens neanderthalensis* e se foram extintos pelo *H. sapiens sapiens*. Estudos recentes de DNA indicaram que os Neandertais constituíam uma espécie diferente (*H. neanderthalensis*). De qualquer maneira, o nome vem do primeiro espécime encontrado em 1856 no Neander Valley, perto de Düsseldorf, Alemanha (Foley, in <http://www.onelife.com/evolve/manev.html>).



Figura 4.20 – Crânio de *H. neanderthalensis* (http://upload.wikimedia.org/wikipedia/commons/thumb/e/e0/Homo_sapiens_neanderthalensis.jpg/470px-Homo_sapiens_neanderthalensis.jpg).



Figura 4.21 – Reconstituição de *H. neanderthalensis* (http://www.physics4u.gr/news/images6/neanderland_europe.jpg).

A diferença mais notável entre os Neandertais e os humanos modernos está no crânio. Os Neandertais tinham crânios longos e pequenos, as arcadas supraciliares eram muito desenvolvidas; eram prognatas com dentes maiores que os do Homem actual. O cérebro, em média, era ligeiramente maior do que o nosso e com forma diferente. O corpo era mais maciço e mais musculado que o nosso, com os membros inferiores mais curtos, de constituição atarracada; eram muito mais fortes que o homem moderno e viveram principalmente na Europa ocidental e médio oriente mas nunca em África.

Os restos de Neandertais encontram-se principalmente em cavernas e em refúgios de rochas tipo cabanas, que também continham uma variedade de utensílios e armas especializadas. Além do mais, evidências arqueológicas indicam que os Neandertais tomavam conta dos seus feridos e enterravam os mortos, frequentemente com itens de túmulo como comida e até flores. Desapareceram instantaneamente, à escala geológica, há cerca de 35000 anos.

O Homem moderno terá surgido numa região compreendida entre a Etiópia e o próximo oriente pois existem fósseis como o do Homem da Galileia, que parecem estar na origem do tipo humano que se expandiu pelo mundo.

Há cerca de 30 000 anos atrás, humanos muito parecidos com os europeus actuais moveram-se para regiões habitadas pelos Neandertais e substituíram-nos.

Os Cro-Magnons, (fig. 4.23) sucessores dos Neandertais em França, viveram de 35 000 a 10 000 anos atrás, durante este intervalo, o desenvolvimento da arte e tecnologia excedeu de longe tudo o que o mundo vira anteriormente. São mais altos e menos possantes que os Homens de Neandertal, sem arcadas supraciliares salientes, testa direita e ossos do crânio leves. O queixo é bem desenvolvido e a face é ortognata. Instalaram-se em aldeias e tornaram-se agricultores, após a última glaciação (Wicander & Monroe, 2000).

Caçadores nómadas com grandes capacidades, os Cro-Magnons seguiam as manadas nas suas migrações sazonais. Usavam uma variedade de ferramentas especializadas nas caçadas incluindo, talvez, o arco e a flecha. Refugiavam-se em cavernas e em abrigos de pedra e formavam grupos. Os Cro-Magnons eram também pintores de cavernas (fig. 4.22).

Com o aparecimento dos Cro-magnons, a evolução humana tornou-se quase inteiramente cultural e não biológica.



Figura 4.22 – Os Cro-Magnons eram pintores de cavernas muito dotados. A imagem mostra um cavalo da caverna de Niaux, França (Wicander & Monroe, 2000).

A análise arqueológica dos utensílios do Homem permitiu estabelecer uma sequência de etapas na evolução cultural, com uma relativa correspondência com as etapas de evolução biológica: paleolítico ou idade da pedra lascada, corresponde aproximadamente ao tempo de existência das formas *Australopithecus*, *H. erectus* e *H. neanderthalensis*; neolítico ou idade

da pedra polida, já com *H. sapiens sapiens*, ou seja, há cerca de 10 000 anos. Surgiu a agricultura, o que permitiu às populações um aumento do tempo de lazer, devido à disponibilidade de alimento. Por outro lado, a fixação inerente à agricultura provocou o desenvolvimento da vida em sociedade e o avanço cultural; idade dos metais (ferro, cobre, bronze), inicia-se há cerca de 5000 anos. Este facto permite uma maior divisão do trabalho, formando-se agregados urbanos, com intensa exploração dos recursos naturais, acumulação de resíduos e propagação de doenças. As diferenciações geográficas características das chamadas raças, terão surgido há cerca de 30 000 anos.



Figura 4.23 – Reconstituição de um acampamento de Cro-Magnon na Europa. Os Cro-Magnons eram caçadores muito dotados (Wicander & Monroe, 2000).

Capítulo 5 – Cenozóico em Portugal

Capítulo 5 – Cenozóico em Portugal

5.1 – Unidades morfotectónicas principais da Ibérica

A evolução em ciclo de Wilson explica a disposição das unidades morfotectónicas principais da Ibéria (Ribeiro *et al*, 1979; Ribeiro *et al.*, 1996; Ribeiro & Silva, 1997; Ribeiro *et al.*, submetido, in Ribeiro, 2006).

O carácter maciço da Ibéria deve-se ao fragmento de soco Varisco, o Maciço Hespérico da Ibéria central e ocidental. O maciço é atravessado pela Cordilheira Central, alongada na direcção ENE-WSW, subparalela à Cadeia Bética, que representa um segmento da Cadeia Alpina em torno do Mediterrâneo (fig. 5.1).

A Cordilheira Central divide o Maciço Hespérico em dois blocos onde a cobertura tabular cenozóica está preservada, sobretudo no segmento oriental, predominantemente espanhol.

A Meseta Norte, com altitude média de 800 m é drenada pelo Rio Douro e compreende a Bacia do Douro. A Meseta Sul, com altitude 900 a 200 m, é drenada pelo Tejo, de E para W e pelo Guadiana, primeiro de E para W, depois de N para S e compreende a Bacia do Alto Tejo, a E, e a Bacia do Baixo Tejo e Alvalade a W. A Meseta Sul é balanceada para E e W em abóbada dissimétrica definindo nos bordos a Bacia oriental, mais larga e profunda em Espanha, e a Bacia ocidental, em Portugal, mas há testemunhos de cobertura originalmente mais contínua ao longo de todo o perfil da abóbada.

Na margem do Maciço Hespérico geraram-se bacias sedimentares mesozóicas e cenozóicas que foram actuadas, com intensidade muito variável, pela inversão Alpina (Ribeiro, 2006).

A margem Sul foi deformada por intumescência de antepaís (forland bulg) do soco Varisco na Serra Morena, em Espanha e na Serra Algarvia em Portugal. O Maciço Hespérico está, assim, rodeado por margens elevadas, porque invertidas. Para fora do maciço, ocorre a Norte a Bacia de antepaís do Ebro, devido à presença da Cadeia Pirenaica a N e da Cadeia Ibérica a SW. A Sul, a Bacia de antepaís do Guadalquivir constituiu-se devido à presença da Cadeia Bética, a Norte do Arco de Gibraltar (Rebeiro, 2006).

Verifica-se, assim, que as unidades morfotectónicas que compõem actualmente a Ibéria resultam essencialmente dos ciclos de Wilson relacionados com a Tétis e o Atlântico; a reconstituição detalhada é possível através da cartografia das anomalias magnéticas dos

fundos oceânicos adjacentes e do paleomagnetismo dos fragmentos continentais envolvidos nesses ciclos, conjugados com reconstituições paleogeográficas (Ribeiro, 2006).



Figura 5.1 – Principais cordilheiras e Bacias cenozóicas da Península ibérica (adaptado de Legoinha, 2001).

5.2 – Evolução geodinâmica da Ibéria

5.2.1 – Evolução cenozóica

A evolução geodinâmica da Ibéria no Meso-Cenozóico (250-0 M.a.) é dominada pelos ciclos de Wilson relacionados com a Tétis e o Atlântico. Em Portugal, estes ciclos explicam a geologia regional da Bacia Ocidental (Lusitaniana) e Meridional (Algarvia), das Bacias do Baixo Tejo e de Alvalade, das estruturas devidas à reactivação Alpina e Atlântica do soco varisco no continente e, finalmente, a evolução morfotectónica e sismotectónica da Ibéria e das suas margens oeste e sul.

Os processos que originaram a fragmentação da Pangeia começaram a ser activos no Triásico, gerando esforços distensivos que levariam ao “rifting” nos limites construtivos de várias placas, abertura do mar de Tétis e do Atlântico. Este novo ciclo Tétis/Atlântico inclui elementos neoformados, controlados pela nova cinemática de Placas no Meso-Cenozóico, aproveitando, às vezes, a existência de elementos herdados do Ciclo Varisco anterior, que levaram à reactivação de estruturas do soco paleozóico.

A Ibéria situa-se, assim, na intersecção do sistema tétisiano e do sistema Atlântico, o que influencia decisivamente a geologia (Terrinha *et al*, 2006) e a geografia, incluindo a região de Portugal em particular (Ribeiro, 1991 *in* Terrinha *et al*, 2006).

Existe, pois, um contraste entre a margem Sul da Ibéria, alinhada em direcção próxima de E-W, subparalela ao mar de Tétis, e a margem Oeste da Ibéria, com direcção próxima de N-S, subparalela ao Atlântico. Este dispositivo vai controlar as condições de fronteira espaço – temporais características de cada margem (Ribeiro, 2006).

No Jurássico inferior originou-se um “Rift” no bordo ocidental da região ibérica, ao qual está associado o desenvolvimento da Bacia Lusitaniana. Por seu lado, no bordo meridional da Península Ibérica a rotação dextrógira da Placa Africana, ao longo de um desligamento esquerdo (fractura Açores – Gibraltar), induziu esforços distensivos, que estiveram na origem das flexuras marginais geradoras da Bacia Algarvia e gradual abertura desta às influências marinhas ao longo do Jurássico (Pimentel, 1997).

Ao longo do Mesozóico, o “Rift” ocidental iria evoluir descontinuamente, acabando por provocar a separação da Ibéria em relação à Placa Norte – Americana no decorrer do Aptiano, passando esta a individualizar-se como placa independente. Dá-se abertura do atlântico progressivamente de S para N, provocando a abertura do Golfo da Biscaia, a rotação sinistrógira da placa ibérica e a primeira fase de compressão nos Pirenéus (Pimentel, 1997).

Entre o Cretácico final e o Eocénico médio (65 – 40 Ma) a Ibéria moveu-se solidária com África, com fronteira de placas a norte com a Eurásia, no “King’s Trough” e margem Cantabro – Pirenaica (Ribeiro, 2006). No Campaniano, cessou a abertura do Golfo da Biscaya e a rotação da Península Ibérica, sofrendo o sistema de tensões uma reorientação na margem oeste – ibérica, com tracção, e instalação dos complexos sub-vulcânicos de Sintra, Sines e Monchique, bem como do Complexo Vulcânico de Lisboa (Pimentel, 1997).

Na transição para o Cenozóico houve um período de pediplanação sob clima tropical na Meseta, com deposição dos “Grés do Buçaco” como depósito correlativo. O Paleogénico é continental, detrítico na área emersa e marinho na plataforma continental (Ribeiro & Silva, 1997 in Ribeiro, 2006). Na Margem ocidental ibérica, a reactivação de fracturas profundas variscas originou, durante o Cenozóico, fossas com direcção geral NE-SW, que representam na área hoje emersa registo continental do Paleogénico, e interdigitação de continental/marinho no Neogénico.

Os sedimentos neogénicos ocupam áreas importantes do território continental português. Afloram, sobretudo, a Sul dos relevos do maciço calcário estremenho – Cordilheira Central, com realce para as Bacias do Mondego, Baixo Tejo, Alvalade, e da plataforma algarvia. As unidades miocénicas são particularmente importantes a Sul da Cordilheira Central e da falha da Nazaré e na plataforma continental do Algarve. Merece referência especial o Miocénico da parte terminal da Bacia Baixa do Tejo devido à sua extraordinária importância no contexto do Oeste Europeu (Antunes & Pais, 1993).

Na plataforma, o Neogénico é espesso e progradante testemunhando a intensa reactivação alpina do Maciço Hespérico. O Pliocénico marinho, cuja paleogeografia é bastante diferente, corresponde, maioritariamente, a uma banda que se alonga pelo litoral. Para o interior, apesar de haver muitos depósitos Pliocénicos a importância é bastante limitada.

Na transição Pliocénico - Plistocénico houve aplanção e depósito de fanglomerados de sopé e planalto sob clima semi-árido. Formam-se terraços marinhos e fluviais que denunciam o encaixe da rede fluvial actual, com taxas de levantamento mais elevadas na Meseta Norte que na Meseta Sul; esta situação conduziu à captura da drenagem endorreica da Bacia do Douro por um Douro inferior, cuja erosão regressiva entalhou o Vale do Douro internacional (entre Portugal e Espanha). As oscilações glacio-eustáticas ampliaram-se no Quaternário, produzindo formas de relevo e depósitos tais como terraços fluviais, praias levantadas e vales, encostas glaciárias e periglaciárias.

A evolução tectónica cenozóica é comandada pela inversão das Cadeias Alpinas (Bética a sul; Cantabro – Pirenaica a norte). Portugal situa-se fora do domínio de inversão alpina intensa, mas sofreu os seus efeitos a longa distância (Ribeiro *et al.*, 1990 *in* Ribeiro, 2006).

A convergência oligocénica entre a Eurásia e África orientava-se NNE-SSW e a tracção secundária no interior da Placa Eurásia produziu um fosso com aquela orientação, gerando-se a Bacia do Baixo Tejo. Durante o Miocénico, a convergência rodou para NNW-SSE; a inversão da Bacia Lusitaniana transformou a Bacia do Baixo Tejo numa bacia de antepaís no contacto com o soco (Ribeiro, 2006).

A partir do Oligocénico superior, e até acerca de 3 Ma a Ibéria tornou-se solidária com a Eurásia e houve convergência com África a sul, ao longo da fronteira Açores – Gibraltar (Ribeiro, 2006).

Durante o Cenozóico dá-se pois a inversão das margens norte e sul da Ibéria gerando-se, respectivamente, a Cadeia Cantabro – Pirenaica e a Cadeia Bética; as tensões interplacas geradas a norte e a sul transmitem-se para o interior da Ibéria, gerando estruturas intraplacas. Estas estruturas distribuem-se a vários níveis estruturais, como reposta à compressão alpina. Assim, onde o complexo evaporítico é espesso (Bacia Lusitaniana e Algarvia) a cobertura descolou do Soco Varisco (Ribeiro, 2006). Esta fase é caracterizada pela intensa reactivação do Soco Varisco; deu-se o levantamento de todo o Maciço Hespérico em relação às margens e bacias envolventes e o ressalto (*pop up*) da Cordilheira Central, que segmenta a Meseta Norte da Meseta Sul.

A inversão cenozóica atingiu, também, as margens sul e oeste da Ibéria.

Na margem Sul (Bacia algarvia) a inversão iniciada Cretácico com a formação do maciço de Monchique, continua no Paleogénico e amplifica-se no Neogénico. As trajectórias de tensão para este estágio são compatíveis com a geometria radial centrada sobre o Arco de Gibraltar. Há, no entanto, extensão responsável pela geração de uma bacia neogénica a sul do Banco de Guadalquivir cuja origem é ainda discutida. A plataforma neogénica do Algarve provocaria a intumescência de antepaís da serra algarvia, tal como a Bacia do Guadalquivir provoca a da Serra Morena.

Na margem Oeste (Bacia Lusitaniana), gera diferentes estruturas, consoante a orientação. Há cavalgamentos neoformados, orientados ENE-WSW (Boa Viagem, Nazaré – Pombal, Serra da Arrábida), com vergência para NNW ou SSE. As falhas normais das fronteiras do “rift” e falhas subsidiárias intra – rift, orientadas NNE-SSW a N-S, jogam como

rampas laterais esquerdas dos cavalgamentos alpinos. As falhas NNW-SSE, que controlam algum dos complexos sub-vulcânicos e diques máficos jogam em dominó direitos, compatíveis com encurtamento modesto NW-SE, que se estende a toda a margem (Ribeiro, 2006).

5.2.2 – Geodinâmica activa e recente

Durante o Quaternário (2 – 0 Ma) deu-se uma mudança significativa na evolução da Ibéria. A actividade neotectónica da fachada Oeste – Ibérica é moderada, mas mais elevada que nas margens passivas periatlânticas, quer a norte (Eurásia) quer a sul (África); há numerosas falhas activas de vários tipos.

As trajectórias de tensão (Ribeiro *et al.*, 1996; Borges *et al.*, 2001in Ribeiro, 2006) mostram que houve deflexão, no espaço e no tempo, à medida que se caminha do interior da Ibéria, onde a compressão máxima está orientada NNW-SSE, para a margem oeste e sudoeste, onde muda para WNW-ESSE; a orientação é tanto mais rodada para oeste quanto mais recente são os indicadores de tensão (Ribeiro, 2006).

A margem W Ibérica está na transição de passiva para activa, com cedência da litosfera, mais avançada a sul e progredindo para norte ao longo da margem. Isto implica início de subducção na margem W Ibérica, com geração de sismos e tsunamis em cavalgamento litosférico da Ibéria sobre o Atlântico (no sistema do Marquês de Pombal) e da África sobre o Atlântico (no sistema da Ferradura) no canto sudoeste da Ibéria (Ribeiro, 2006).

De facto, estaríamos num ponto de viragem do ciclo de Wilson, com início do fecho do Atlântico, por subducção da margem da Ibéria a norte de África. Trata-se, assim, do único exemplo activo ou recente de início espontâneo de subducção por colapso de margem continental passiva, geralmente ignorado por muitos autores (Stern, 2004).

5.3 – Bacias cenozóicas portuguesas

A génese das bacias Cenozóicas ibéricas está associada aos esforços compressivos da orogenia alpina actuante no interior da Península Ibérica desde o final do Cretácico. A atribuição da formação de bacias sedimentares de carácter subsidente, a regimes tectónicos de encurtamento, de carácter teoricamente epirogénico, baseia-se em dois tipos de raciocínios.

Por um lado, a actuação de esforços compressivos, perpendicularmente a acidentes tectónicos (variscos, em geral), promove a criação de relevos por levantamento de blocos tectónicos (mecanismo de "pop-up"), gerando na sua dependência áreas relativamente deprimidas e que podem passar a ser palco de importante sedimentação activa. Por outro lado, esses mesmos esforços poderão actuar sobre os acidentes que lhes são aproximadamente paralelos, gerando não só desligamentos, mas também um fenómeno designado por "tracção secundária", a qual consiste na extensão em direcção perpendicular à compressão principal, conforme fora postulado por Tapponier (1977) e referido por Carvalho *et al.* (1985) e Vicente *et al.* (1994) para a Península Ibérica (*in* Pimentel, 1997)

Deste modo, a génese e evolução das bacias intracontinentais resulta, em cada fase, da orientação relativa do campo de tensões e dos acidentes que as limitam ou controlam. Uma fase de subsidência e colmatação não traduz, portanto, forçosamente uma fase de distensão, nem uma fase de não-sedimentação e erosão traduz, forçosamente, uma fase de compressão. Ou seja, é no quadro geométrico de cada bacia que deve ser interpretada a sua evolução tectono-sedimentar, bem como as relações com o contexto geotectónico regional, não se devendo dar significado tectónico absoluto às etapas evolutivas das bacias (Pimentel, 1997).

5.3.1 – Unidades litostratigráficas

Para o registo sedimentar cenozóico português, Cunha (1992a, 1992b) propôs uma sucessão de unidades litostratigráficas definidas por identificação, na sucessão estratigráfica, dos conjuntos de estratos caracterizados por relativa homogeneidade litológica, diferenciando-se bem, em afloramento, das unidades enquadrantes e, frequentemente, consagrados por utilizações anteriores. A espessura é variável e os limites são identificáveis no terreno e correspondem a apreciável contraste litológico, sendo, geralmente, descontinuidades sedimentares. Todas as formações definidas correspondem, em regra a aloformações (abreviadas por SLD – Sequencia Limitada por Descontinuidade) dado que os seus limites inferior e superior são rupturas sedimentares de valor supra regional.

Em algumas formações diferenciam-se regionalmente associações de fácies conglomeráticas, arenosas ou lutíticas, justificando-se a sua subdivisão em grupos, formações e membros, de acordo com as regras internacionais de nomenclatura estratigráfica (I. S. S. C., 1994), geralmente possíveis de serem cartografadas a uma escala igual ou inferior a 1/50 000.

Cunha (2000a) fez uma proposta para as respectivas idades prováveis para as unidades SLD. Quando em algumas não existiam suficientes ou nenhuns dados biostratigráficos com significado temporal, usou as respectivas rupturas sedimentares enquadrantes que se relacionavam com fases tectónicas ibéricas e se encontravam razoavelmente bem datadas, principalmente em bacias espanholas (Calvo *et al.*, 1993) como é o caso da Beira Baixa, onde a atribuição da idade das unidades se fundamenta na comparação com áreas adjacentes da Bacia Cenozóica do Baixo Tejo e com a Bacia do Mondego, bem como na datação das principais rupturas do Cenozóico espanhol.

Neste trabalho propomos uma correspondência entre as unidades alostratigráficas (SLD) e unidades litostratigráficas definidas em várias regiões de Portugal continental (adaptado de Cunha *et al.*, 2000a e de Pais, 2004) (tabela 5.1). O quadro inclui o sector distal da Bacia do Baixo Tejo e substitui a designação de Bacia do Sado pela designação mais correcta Bacia de Alvalade.

A idade provável para a formação de Vale Álvaro da Bacia do Douro, em Trás-os-Montes, levanta alguns problemas uma vez que inicialmente foi considerado do Paleogénico, mas, mais recentemente Poças *et al.* (2004), devido aos estudos da palinologia, atribuiu ao Pliocénico superior.

Era/Érat.	Per./Sist	Época/Série	Idade/Andar	B. Douro (Trás-os-Montes)	Bacia do Mondego (NE)	Bacia do Mondego (SW)	Bacia do Tejo Sector Proxima (Beira Baixa)	Bacia do Tejo Sector intermédio (Ribatejo)	Bacia do Tejo Sector distal (Lisboa/P. Setúbal)	Bacia de Alvalade	Seq. Lim. por Descant. (Cunha, 1992)																																																																																																																																																																																																																																																																																																												
Cenozóica	Neogénico	Holocénico	Versilano	F. Aveleda	Aluviões Terraços	Aluviões Terraços	Aluviões Terraços	Aluviões Terraços	Aluviões Terraços	Aluviões Terraços	SLD14																																																																																																																																																																																																																																																																																																												
			Tirreniano Ioniano Calabritano									Nível da Serra da Vila	F. Carnide, Roussa, Barracão	F. Falcagueira	F. Vila de Rei F. Almeirim	F. Belverde	F. Panóias																																																																																																																																																																																																																																																																																																						
		Plistocénico	Gelasiano		F. Santa Quiteria	F. Redinha	F. Monfortinho	F. Torre	F. Rio de Moinhos	F. S. Santa Margarida	F. Alvalade							SLD13																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
												Pliocénico	Zancleano	F. Telhada	F. Campelo	F. Vale Álvaro ? 22222222	F. Amor		F. Siveirinha dos Figos	F. Alcoeintre	F. Monsanto	F. Benfica	F. Vale do Guizo	SLD8																																																																																																																																																																																																																																																																																															
																									Miocénico	Messiniano	Tortoniano	Serravalliano	Langhiano	Burdigalliano	Aquitano	Chatiano	Rupelliano	Priaboniano	Bartonian Luteciano	Ipresiano	Tañetiano	Selandiano	Daniano	SLD7																																																																																																																																																																																																																																																																															
		Paleocénico	F. Silveirinha		Mb. Casalinho de cima	Mb. I (Vale Furado)	Mb. II (Feigueira Grande)	F. Bom Sucesso	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha							F. Siveirinha																							F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha	F. Siveirinha

Na identificação e descrição das litofácies, associação de litofácies e arquitectura deposicional seguimos o "código de litofácies" de Miall (1978) e Miall *et al.*, (1989) (*in* Barbosa (1995) aplicado a sistemas fluviais (tabela 5.2). Para as litofácies carbonatadas continentais (calcários palustres e lacustres) seguimos o código seguido por Barbosa (1995) (tabela 5.3).

Código	Litofácies	Estruturas sedimentares	Interpretação
Gms	conglomerado de suporte matricial	estratificação maciça	depósitos embrionários de barras; "debris flows"
Gm	conglomerado de suporte clástico	horizontal com imbricações	barras longitudinais; pavimentos de canal
Gt	conglomerado estratificado	oblíqua canalizada	pequenos canais ou sulcos
Gp	conglomerado estratificado	oblíqua planar	acrecção frontal ou lateral de barras
St	arenitos gss/med. às vezes conglomeráticos	oblíqua canalizada	migração de dunas "megaripples"
Sp	arenitos med/gss. às vezes conglomeráticos	oblíqua planar	acrecção de barras (transversais)
Sr	arenitos finos	"ripple marks"	ripples
Smc	arenito grosseiro, mal calibrado	maciço	entre "debris flow" e "stream flow"
Sh	arenitos finos, a gss. às vezes conglomerático	laminação plana	fluxos planares
Sl	arenitos finos, também micáceos	pequeno ângulo cruzamento (<10°)	enchimentos de sulcos escavação; cordões litorais
Sm	arenitos gss/finos às vezes conglomeráticos	maciça	decantação por quebra energética rápida
Se	sulcos erosivos c/ lutitos	oblíqua pouco nítida	sulcos de escavação/enchimento
Ss	sulcos erosivos c/ arenito finos/gss	oblíqua, planar ou canalizada	sulcos de escavação/enchimento
Fl	lutito	laminação fina	depósitos de inundação
Fsc	lutito	maciça	depósitos de inundação
Fm	lutito, arenito	maciça	planície inundação quebra energética

Tabela 5.2 – Código de litofácies" de Miall (1978) e Miall *et al.*, (1989) (adaptado de Barbosa, 1995).

Código	Litofácies	Estruturas e/ou morfologias	Interpretação
Sc ou Fc	arenitos calcretizados ou margas maciças; micáceas	estratificação horizontal ou maciça	finos de decantação, em planície de inundação calichificada
Scn ou Fcn	arenitos calcretizados ou margas maciças; micáceas	estratificação horizontal ou maciça, com nódulos carbonatados	fácies palustres ou marginais lacustres
Scp ou Fcp	arenitos calcretizados ou margas maciços; micáceos	estruturas sub-verticais prismáticas	solos palustres, que podem calichificar raízes
Fcl	lutitos calcretizados aparentemente estratificados	estruturas sub-horizontais folheadas	movimentos laterais de águas; ou rizólitos palustres ("root mats") sujeitos a oscilações verticais das águas
Fct ou Ct	lutitos calcretizados ou calcários aparentemente estratificados	estruturas ou morfologias arqueadas ou colapsadas	movimentos das águas associados a fenómenos de dessecação nas margens dos lagos
Cb	calcários maciços, brechóides ou conglomeráticos	morfologias brechóides	movimentos das águas associados a fenómenos de dessecação nas margens dos lagos
Cpl	calcários maciços	texturas (wackestones/pack stones) pelóidais	remobilização de lamelas micríticas pelo movimento das águas marginais lacustres
Cf	calcários maciços	texturas fenestradas	lagos de fundos baixos com exposição subaérea frequente
Cmc	calcários maciços	morfologias pseudomicrocársicas	acção mecânica de raízes por recuo das águas no litoral de um lago

Tabela 5.3 – Código de litofácies carbonatadas continentais (calcários palustres e lacustres) (adaptado de Barbosa 1995).

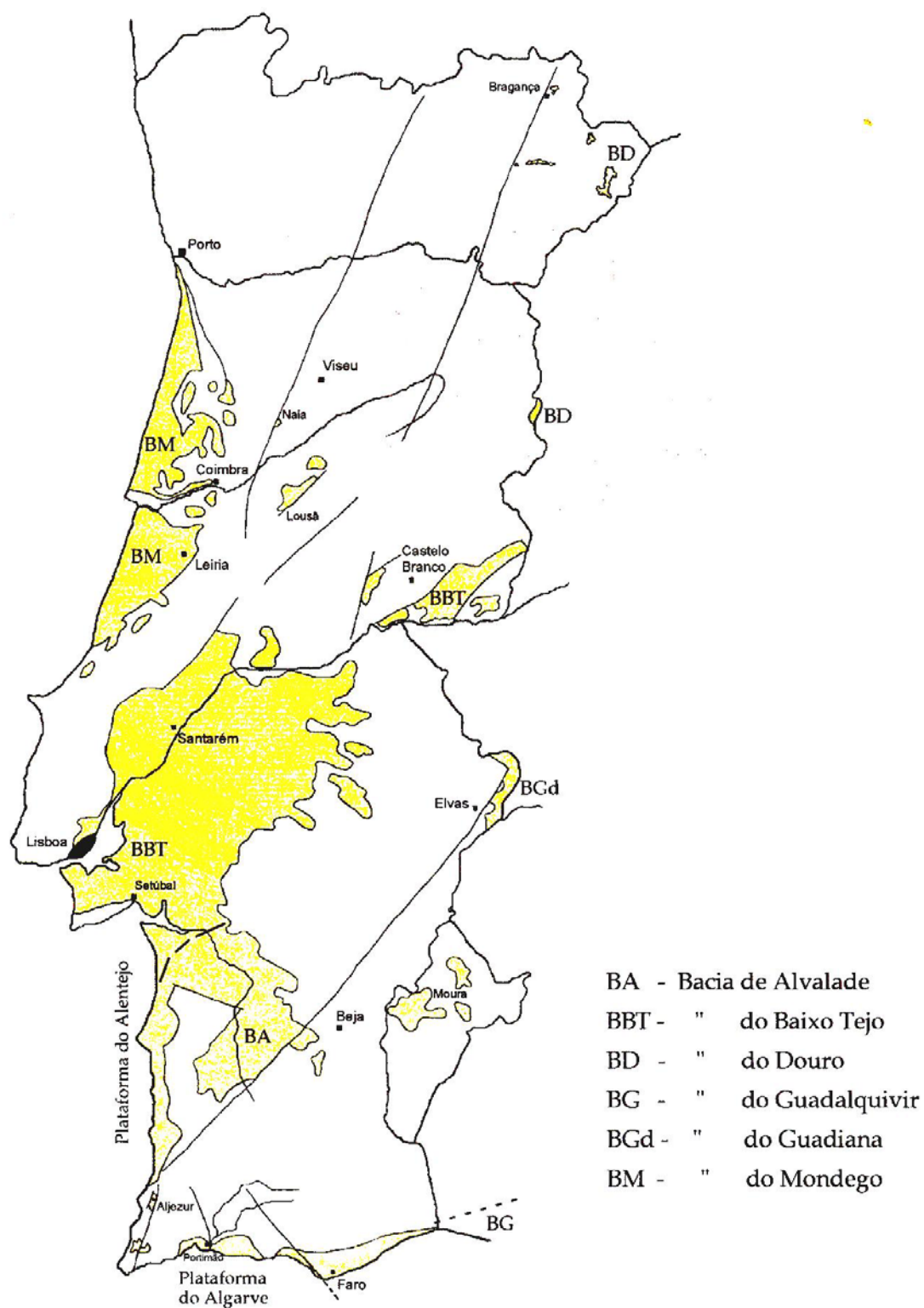


Figura 5.2 – Principais depósitos cenozóicos de Portugal (Legoinha, 2001)

5.4 – Bacia do Douro

5.4 – Bacia Cenozóica do Douro (Trás-os-Montes)

5.4.1 – Localização

As formações da Bacia do Douro, situam-se na região de Trás-os-Montes oriental, no NE de Portugal continental, correspondendo a uma zona de geologia complexa; os depósitos cenozóicos preenchem depressões tectónicas ou dispõem-se, na forma de mantos, sobre o substrato constituído pelas unidades paleozóicas e pré-câmblicas e pelos granitóides hercínicos (Poças, 2004).

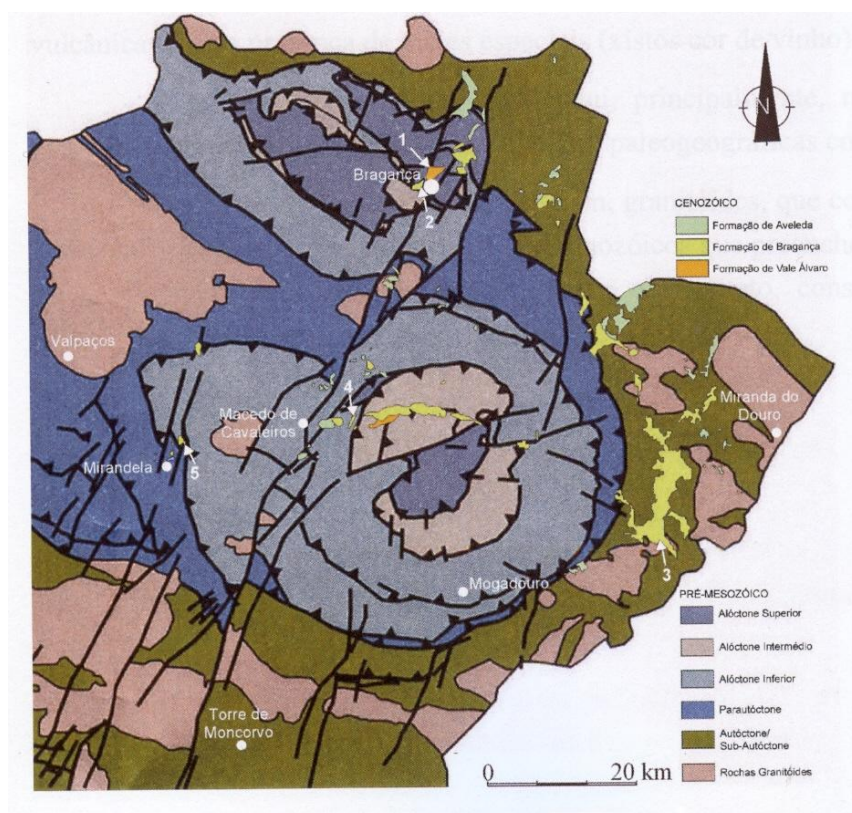


Figura 5.3 – Geologia do NE de Portugal. Os afloramentos cenozóicos estão representados sobre as grandes unidades estruturais do substrato hercínico (adaptado de Pereira 2000).

5.4.2 – Evolução e enchimento

O Cenozóico a norte de Portugal apresenta características distintas de acordo com o seu enquadramento morfotectónico na região oriental (Trás os Montes) ou próximo da costa atlântica (região ocidental, áreas do Minho e Douro Litoral). Tendo em conta estudos anteriores, a integração dos diferentes dados caracteriza o norte de Portugal como uma zona sujeita a processos predominantemente erosivos, relacionados com uma tendência dominante de soerguimento durante o Cenozóico. O registo ficou preservado em áreas tectónicamente deprimidas (bacias de desligamento estreitas ou em blocos abatidos), preenchendo paleovales

escavados no soco, cuja drenagem se tornou deficiente por acção tectónica ou pela evolução morfológica do sistema fluvial, ou dispersos na forma de mantos aluviais no sopé de áreas em soerguimento. Os principais episódios tectónicos estão marcados por rupturas no registo sedimentar continental. Pereira *et al.* (2000) descreve cinco episódios tectono sedimentares, enquadráveis nas sequências limitadas por descontinuidades (SLD) propostas por Cunha (1992a, 1992b). A caracterização litostratigráfica, sedimentológica, a interpretação paleoambiental, o contexto morfotectónico e as correlações estratigráficas com outras áreas permitem caracterizar os diferentes episódios.

Idade provável	Formações		Unid. alostra.
Plistocénico basal a Gelasiano	F. de Aveleda		SLD14
Gelasiano a Zancliano	F. de Mirandela		SLD13
Zancliano a Messiniano	F. de Bragança	Membro de Atalaia	SLD12
		Membro de Castro	
Messiniano a Tortoniano	F. de Vale Álvaro?		SLD11

Tabela 5.4 – Principais unidades da Bacia do Douro.

Episódio 1

Trata-se do registo sedimentar mais antigo, correspondendo a sistemas aluviais de idade mal definida; inicialmente foram atribuídas ao Paleogénico e mais recentemente ao Miocénico superior. A caracterização sedimentológica e estratigráfica da Formação de Vale Álvaro e das Arcoses de Vilariça, permite considerá-las como as unidades cenozóicas mais antigas, preservadas no norte de Portugal (figs. 5.5 e 5.7).

A formação de Vale Álvaro foi apontada como provavelmente de idade paleogénica (SLD7 e SLD8) (Ramalhal, 1968, Pereira & Azevêdo, 1991 in Pereira *et al.*, 2000). Dada a inexistência de elementos de datação, os autores, baseando-se em características sedimentológicas, compararam a Formação de Vale Álvaro com o “Complexo de Benfica” (Carvalho, 1968; Antunes, 1979; Azerêdo & Carvalho, 1986; Azevêdo, 1991; Azevêdo *et al.*, 1991; Reis *et al.*, 1991; Dias, 1993 in Poças, 2004) e com o Paleogénico da Bacia do Douro (Martin-Serrano, 1988; Santisteban *et al.*, 1991). Apenas, Ramalhal (1968) descreveu um

gastrópode do género *Planorbis* característico de fácies continental mas sem valor cronostratigráfico (Poças, 2004). Novos dados de índole palinológica levaram Poças *et al.*, (2003) a sugerir idade pliocénica para a formação de Vale Álvaro (figura 5.4). Foram estabelecidas comparações entre as associações palinológicas obtidas em Vale Álvaro e os “ensembles” estabelecidos em Rio Maior por Diniz em 1984. A confirmarem-se as comparações efectuadas e, de acordo com as correlações climato-estratigráficas efectuadas por Diniz (1984, in Poças 2004) com as comunidades vegetais do Mediterrâneo Ocidental, os depósitos da Formação de Vale Álvaro poderiam corresponder à zona PII de Suc (1984) atribuídas ao Pliocénico superior (in Poças, 2004). Também é possível que estes depósitos correspondam à SLD 11 do Miocénico superior (Tortoniano superior e Messiniano). A Formação de Vale Álvaro está representada em leques aluviais, gerados em ligação com escarpas tectónicas.

As características das Arcoses da Vilariça em Longroiva, Vilariça e Nave de Haver (aqui, de idade paleogénica e em ligação com a Bacia do Douro, Espanha), sugerem sectores proximais de uma vasta drenagem deficiente para a Bacia Cenozóica do Douro, na forma de mantos aluviais alimentados por areias graníticas (Pereira & Cunha, 1999; Cunha & Pereira, 2000). A não existência de Miocénico ante – Tortoniano final e a limitada representação, ou mesmo a ausência do Paleogénico, contrasta com o registo existente no leste da Bacia do Douro, pelo que o sector do NE transmontano deve ter constituído uma área essencialmente de erosão.

Episódio 2

Representada pela formação de Bragança com dois Membros: Membro de Castro (inferior) e Membro da Atalaia (figs 5.13 e 5.15). A Formação de Bragança foi definida em Trás-os-Montes oriental, como unidade litostratigráfica que regista, num sector proximal, drenagem fluvial efectuada para a Bacia Cenozóica do Douro (Espanha), provavelmente do Zancleano (Pereira, 1997, 1998, 1999). As características das unidades suportam correlação litostratigráfica, com SLD12. No conjunto, sugerem condições temperadas a quentes, com uma estação particularmente pluviosa, formando-se fluxos aquosos de elevada energia a partir de regiões mais elevadas, e uma estação seca prolongada.

Em etapa anterior à Formação de Bragança devem ter-se desenvolvido vales fluviais encaixados no soco, como resposta erosiva ao levantamento relativo das áreas montanhosas (figura 5.4 A). Posteriormente, a actuação de fase tectónica no auge da compressão bética (cerca de 9 Ma; Calvo *et al.*, 1993) fez rejogar os desligamentos Bragança – Vilariça – Longroiva e de Verin – Penacova (Ferreira, 1991; Cunha, 1992a; Cabral, 1995; Sequeira *et*

al., 1997), compartimentando o norte de Portugal numa escadaria de grandes blocos a subir para ocidente. As redes hidrográficas ter-se-ão modificado pelas novas condições morfotectónicas, motivando a sedimentação correspondente ao Membro de Castro. O carácter ravinante e grosseiro do Membro da Atalaia relaciona-se com uma nova movimentação tectónica. Deste acontecimento resultou o rejogo de blocos tectónicos no planalto mirandês e falhas que afectam o Membro de Castro nas depressões de Mirandela, Bragança e Macedo de Cavaleiros (Pereira, 1997, 1998, 1999). Nas depressões de Vilariça e de Longroiva foi também identificada uma unidade (Formação de Quintãs) que se admite estar relacionada com a fase tectónica correspondente ao auge da compressão bética.

Episódio 3

Corresponde à generalização da drenagem exorreica atlântica no Placenciano. Trata-se, tanto quanto se sabe, da mais antiga etapa sedimentar conservada no Minho. A génese ocorreu na dependência de sistemas fluviais exorreicos, de orientação transversal à fachada atlântica (figura 5.4 B) (Alves, 1999; Alves & Pereira, 1999, 2000). Os melhores testemunhos da sedimentação nestes vales, largos e evoluídos, correspondem às Formações de Barrocas, na bacia do rio Minho, de Alvarães, localizada na região de Alvarães (a sul do rio Lima) e aos depósitos de Prado, situados na margem direita do rio Cavado (Braga, 1988; Alves, 1993, 1995a, 1995b, 1996, 1999; Pereira, 1989, 1991, 1997; Alves & Pereira, 1999, 2000). São sedimentos cujas características deposicionais indicam deposição em ambiente fluvial e flúvio – lacustre e têm origem no desmantelamento de vertentes sob condições favoráveis à meteorização química. A sedimentação fossilizou vales fluviais anteriormente talhados e resultou de redes de drenagem bem organizadas, precursoras das actuais.

Os depósitos de S. Pedro da Torre e os de Prado relacionam-se com paleotrajectos dos rios Minho e Cávado (figura 5.4 B). Na bacia do rio Lima deve ter ocorrido situação análoga. No entanto, devido à escassez de sedimentos e ausência de níveis fossilíferos, não é possível assegurar que os vestígios, supostos correlativos, representem a colmatação placenciana. A Formação de Alvarães testemunha a existência de um sistema fluvial precursor do rio Neiva, mas com maior dimensão que este. O curso de água gerador desta sedimentação drenou, certamente, uma área superior à da actual bacia do rio Neiva; teve o trajecto na região de Alvarães, condicionado pela presença da barreira geomorfológica na zona de Castelo de Neiva, desaguando no Atlântico mais a norte, próximo de Anha (Alves, 1995a, 1995b, 1996).

Os conteúdos paleontológicos encontrados nas Formações de Barrocas, de Alvarães e nos depósitos de Prado, indicam clima quente e húmido, sendo as floras presentes nestas jazidas atribuíveis ao Pliocénico superior a Plistocénico inferior. Quer os depósitos da

Formação de Barrocas quer os depósitos de Prado foram ravinados e têm episódios sedimentares quaternários embutidos (Alves & Pereira, 1999, 2000).

Na região do Porto, na plataforma litoral são conhecidos diversos afloramentos cujas características sedimentológicas sugerem, também, episódio de sedimentação continental. Essa plataforma é limitada por um relevo marginal com orientação NNW – SSE, a leste do qual são também conhecidos alguns depósitos que supõem o mesmo episódio.

Os afloramentos situados a leste do relevo marginal parecem ligados a uma drenagem fluvial com traçado semelhante ao do Douro actual. Contudo, na plataforma litoral os afloramentos desenvolvem-se segundo faixa paralela ao relevo marginal, situada entre esta e a linha de costa. Os depósitos caracterizam-se pelo carácter francamente caulínítico e pela cor branca ou esbranquiçada. Na plataforma litoral, após os primeiros acarreios grosseiros, deve ter-se desenvolvido uma planície costeira, com condições de deposição em ambiente fluvial de baixa energia. A caracterização destes depósitos sugere génese em meio quente e húmido. O encouraçamento do topo pode relacionar-se com a posterior alteração no sentido de condições mais resistásticas (Araújo, 1997), talvez durante o episódio seguinte.

Em Trás-os-Montes oriental também existem testemunhos deste episódio representado pela Formação de Mirandela, situada na depressão de Mirandela, com características que sugerem já a abertura desta depressão a drenagem exorreica, efectuada, provavelmente, por um precursor do Douro (figura 5.4 B).

As unidades deste episódio são atribuídas à unidade alostratigráfica SLD13.

Episódio 4

Correspondem a leques aluviais da rede hidrográfica na transição Neogénico – Quaternário. Estão representados na plataforma litoral da região do Porto por depósitos morfológicamente encaixados na superfície que suporta os depósitos mais antigos e que se distinguem pelo carácter grosseiro e pela deposição em leques aluviais (figura 5.4 C). Estes depósitos distribuem-se paralelamente ao relevo marginal e sugerem leques aluviais formados à saída desse relevo em soerguimento (Araújo, 1997).

Em Trás-os-Montes, este episódio está representado pela Formação de Aveleda, constituída por depósitos vermelhos superficiais que sucedem, nos planaltos, ao preenchimento das depressões pelos sedimentos das Formações de Bragança e Mirandela (Pereira, 1997, 1999). A Formação de Aveleda ocorre quer em domínio tectonicamente pouco desnivelado, sobre uma importante superfície erosiva correspondente à superfície da Meseta Ibérica, quer no contexto dos acidentes tectónicos (figura 5.4 C). As características sedimentológicas apresentadas e o seu enquadramento geomorfológico permitem correlação

com a SLD 14 identificada noutras regiões do país, nomeadamente nas bacias do Mondego (Daveau *et coll.*, 1985-86; Cunha, 1999b), Baixo Tejo (Martins, 1999) e de Alvalade (Pimentel, 1997). A comparação com unidades de características semelhantes e a idade das rupturas tectónicas e climáticas reconhecidas na Península Ibérica, permitem admitir que este episódio date do Gelasiano a Plistocénico inferior

Episódio 5

Corresponde aos sucessivos embutimentos da rede hidrográfica no Quaternário. A relação entre este embutimento e a colmatação mais antiga não está bem esclarecida na fachada atlântica do norte de Portugal. A relação entre estas duas unidades pode ilustrar a importância do processo de gliptogénese provocado pelo arrefecimento climático que se encontra registado na Europa, seguramente antes do Plistocénico médio. Posteriormente, e até à actualidade, sucederam-se mais três ciclos sedimentares, cada um deles correspondendo a um novo talvegue traçado no soco e respectivo aluvionamento. Assim, nos vales minhotos, a morfogénese quaternária está marcada pela gliptogénese, acção que conduziu ao encaixe sucessivo das redes de drenagem anteriormente instaladas. A erosão remontante que daí resultou, permitiu algumas capturas, como a que desviou o trajecto do rio Homem para a Bacia do Cávado. Estas alterações diminuíram a capacidade erosiva do rio que circulava pelos depósitos de Alvarães, preservando-os da completa erosão (Alves, 1995a, 1995b, 1996).

Em conclusão no Cenozóico, a erosão foi dominante no norte de Portugal. Os sedimentos apenas estão preservados em bacias de desligamento, com dificuldades de drenagem por acção tectónica ou pela constituição de alvéolos erosivos. O registo sedimentar a oriente expressa controlo tectónico, e a ocidente, o Atlântico impõe controlo eustático.

Os sedimentos mais antigos (**episódio 1**) estão preservados em fossas estreitas, em relação com o acidente de Bragança-Vilariça-Manteigas. São vestígios de leques aluviais de idade mal caracterizada, dependentes dos maciços de Bragança e de Morais ou, mais a sul (Vilariça, Longroiva, Nave de Haver), de mantos aluviais alimentados por granitóides e pertencentes ao sector proximal de vasta drenagem deficiente, efectuada para E (Bacia do Douro).

No **episódio 2**, os sedimentos de Trás-os-Montes constituem duas unidades alostratigráficas atribuíveis ao Zancleano (SLD11 e SLD12). A mais antiga (Formação de Bragança - Membro de Castro, e Formação de Quintãs?) relaciona-se com a definição de relevos, impondo o soerguimento do bloco tectónico ocidental, nos desligamentos esquerdos de Bragança- Vilariça-Longroiva e de Verin-Penacova. A segunda unidade (Formação de

Bragança - Membro de Atalaia) revela impulso tectónico e condições climáticas temperadas quentes, com forte contraste estacional. Os acidentes de Verin-Penacova e de Bragança-Vilariça-Manteigas devem ter funcionado como limites de três blocos: bloco a ocidente do acidente Verin-Penacova, com drenagem exorreica, para oeste; bloco central, com drenagem endorreica de leques aluviais, em bacias de desligamento geradas ao longo dos acidentes tectónicos (Chaves, Vila Real); bloco a oriente do acidente Bragança-Vilariça-Manteigas, de domínio proximal de sistema fluvial drenando para a Bacia do Douro.

No Placenciano (**episódio 3**; SLD13), uma parte das áreas interiores deve ter sido capturada pela drenagem exorreica, nomeadamente o referido bloco central. No Minho e Douro Litoral ter-se-á observado o alargamento dos vales fluviais, bem como assoreamento, em ligação com nível alto do mar e condições de clima quente e húmido.

A modificação do clima no fim do Pliocénico (**episódio 4**; SLD14), com maior aridez e frio, e a ocorrência de nova fase tectónica compressiva WNW-ESE, devem ter sido razão para desenvolvimento de leques aluviais na periferia de alguns relevos em soerguimento ou já salientes.

No Plistocénico (**episódio 5**) acentua-se o encaixe da rede fluvial, com erosão remontante e capturas. No sector atlântico deu-se a captura da bacia do rio Homem para a bacia do Cávado e para o interior, a captura das bacias endorreicas, como as pequenas depressões da Vilariça e Longroiva ou da grande Bacia do Douro (Espanha). Nos vales minhotos estão registados quatro ciclos principais de gliptogénese/sedimentogénese quaternária que sucedem aos vestígios da sedimentação pliocénica.

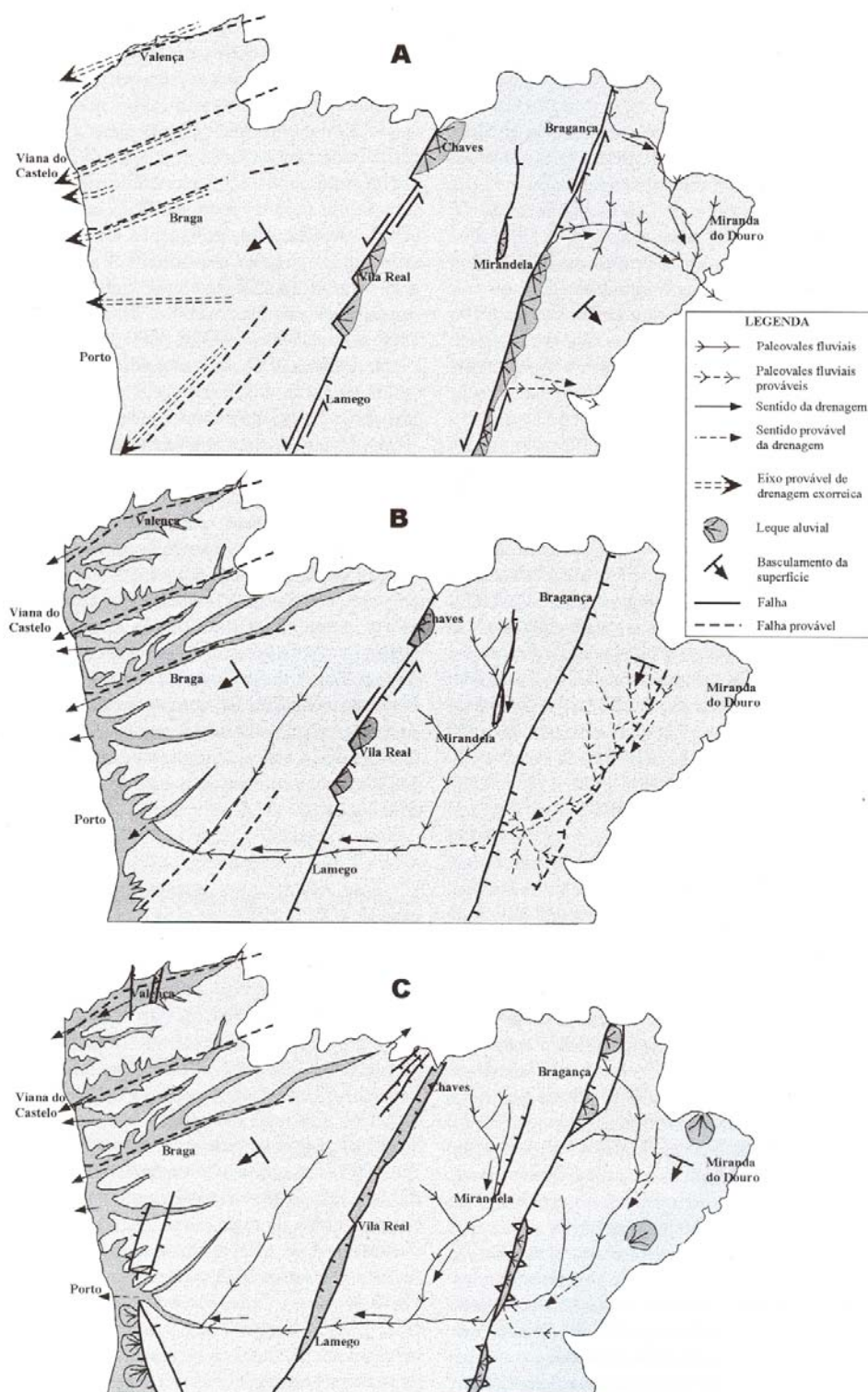


Figura 5.4 – Esboço da drenagem no episódio 2 (A), no episódio 3 (B) e no episódio 4 (C) (adaptado de Pereira *et al.*, 2000).

5.4.3 – Formações



Figura 5.5 – Afloramento da Formação de Vale Álvaro em Bragança, próximo da rotunda de acesso ao IP4 e Portelo (adaptado de Poças, 2004).



Figura 5.6 – Pormenor do calcreto da base do afloramento, evidenciado na figura 5.5, onde é possível observar rizoconcreções (adaptado de Poças, 2004).

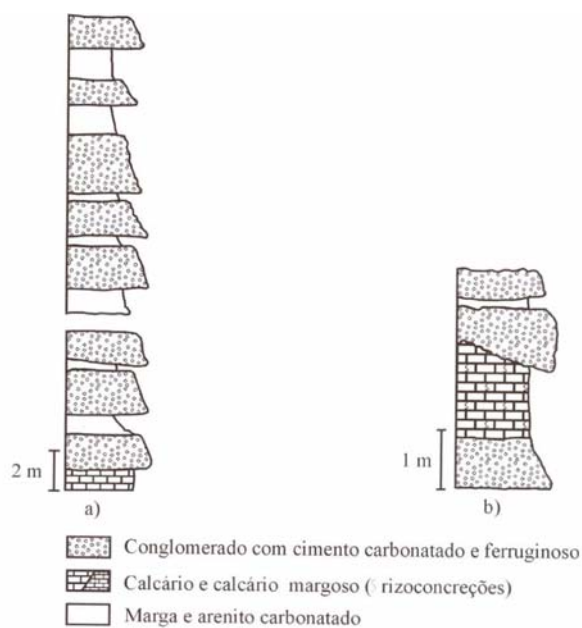


Figura 5.7 – Perfis estratigráficos dos depósitos de Vale Álvaro, Bragança; a) domínio médio do leque aluvial (adaptado de Pereira, 1997); b) domínio distal do leque aluvial (adaptado de Poças 2004).

Formação: Formação de Vale Álvaro
Unidade alostratigráfica : SLD10? 11 (?)
Bacia sedimentar: Bacia do Douro (Trás-os-Montes)
Datação: inicialmente Paleogénico, mais recentemente atribuída ao Pliocénico superior devido a estudos de palinologia podendo, todavia, datar do Miocénico superior.
Espessura máxima: 23 metros
Distribuição geográfica: Bragança, Macedo de Cavaleiros
Paleontologia: esporos: Anthocerotaceae (<i>Anthoceros</i>) e Polypodiaceae?; Pólenes: Pinaceae, <i>Tsuga</i> sp., Taxodiaceae/Cupressaceae, <i>Alnus</i> sp., <i>Castanea</i> sp., <i>Quercus</i> sp., cf. <i>Salix</i> sp., <i>Myrica</i> sp., cf. <i>Carya</i> , <i>Juglans</i> sp., Oleaceae; <i>Fraxinus</i> sp., <i>Tilia</i> sp., Ericaceae, Cyperaceae, <i>Plantago</i> , Amaranthaceae/Chenopodiaceae, Compositae, Onagraceae, Poaceae (=Graminae) e outros pólenes indeterminados.
Génese: sobreposição de derrames do tipo <i>debris-flows</i> alternantes com condições pantanosas e períodos de secura de duração variável. Estão representados, corpos de leque aluvial, gerados em ligação com escarpas tectónicas.
Litologias: alternância de litofácies conglomeráticas maciças muito grosseiras e níveis areno – lutílicos, com cimentação ferruginosa e carbonatada. Ocasionalmente, observam-se níveis predominantemente carbonatados. Destacam-se também a natureza máfica e ultramáfica dos clastos e a natureza e a evolução da fracção argilosa, caracterizada pelo predomínio de montmorilonite rico de ferro e pela presença de paligorskite, clorite, interestratificados clorite – esmectite e talco.
Bibliografia: Poças, M. E. (2004) – <i>Contribuição da Palinologia para a caracterização paleoecológica e paleoclimática do Cenozóico a norte do Douro</i> . Dissertação de Mestrado, Universidade do Minho, Braga. Cunha, P., Pimentel, N. & Pereira, I. (2000) – Assinatura tectono-sedimentar do auge da compressão bética em Portugal: a descontinuidade sedimentar Valesiano terminal – Turoliano. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 14, 61-72. Pereira, I. & Brilha, J. B. (2000) – Mineralogia da fracção argilosa da Formação de Vale Álvaro (Bragança, NE Portugal) <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 14: 83-88..

Tabela 5.5 – Caracterização da Formação de Vale Álvaro.



Figura 5.8 – Formação de Bragança; corte junto ao hipermercado Modelo de Bragança (in Poças, 2004).

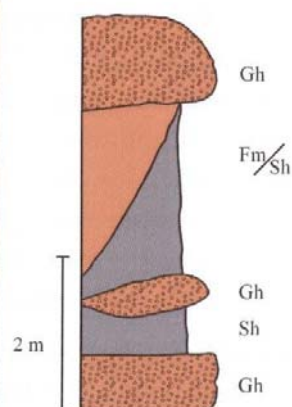


Figura 5.9 – Perfil esquemático do corte junto ao hipermercado Modelo de Bragança (adaptado de Poças, 2004).



Figura 5.10 – Exploração de argilas de Sendim onde somente é observável o Membro de Castro da Formação de Bragança (adaptado de Poças 2004)

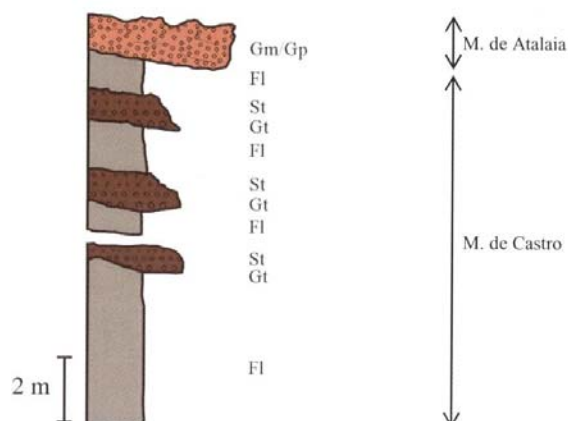


Figura 5.11 – Perfil estratigráfico de Sendim (adaptado de Poças, 2004).

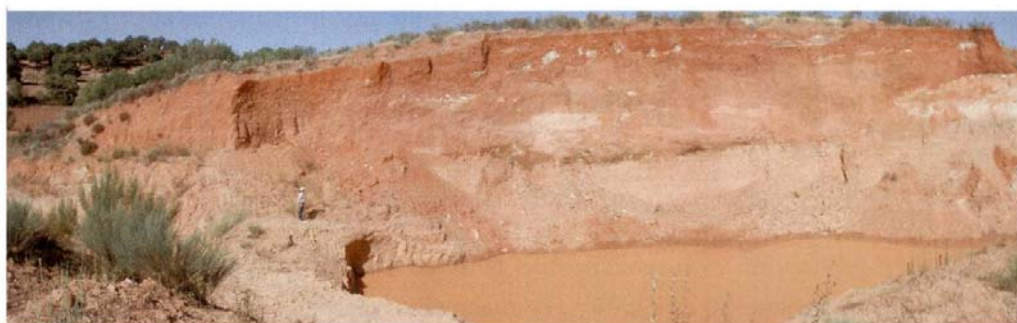


Figura 5.12 – Panorâmica do areeiro de Salselas. Representação dos dois membros da Formação de Bragança separados por descontinuidade (adaptado de Poças, 2004).

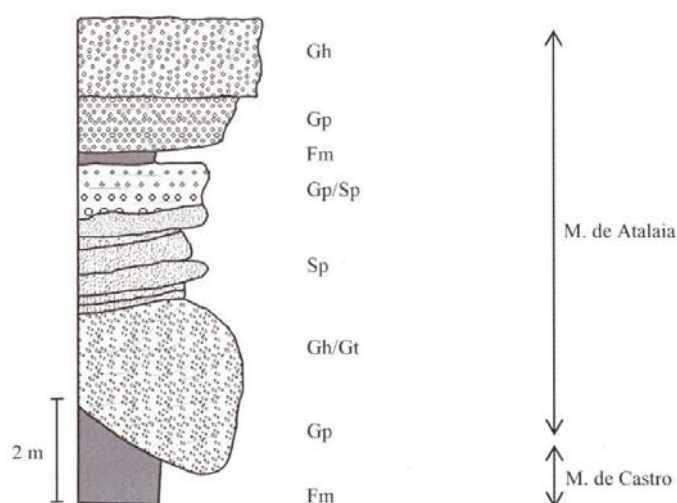


Figura 5.13 – Perfil estratigráfico do areeiro de Salselas (adaptado de Poças, 2004).



Figura 5.14 – Descontinuidade entre os dois membros da Formação de Bragança. No topo observa-se a rubefacção do Membro de Atalaia (adaptado de Poças, 2004).

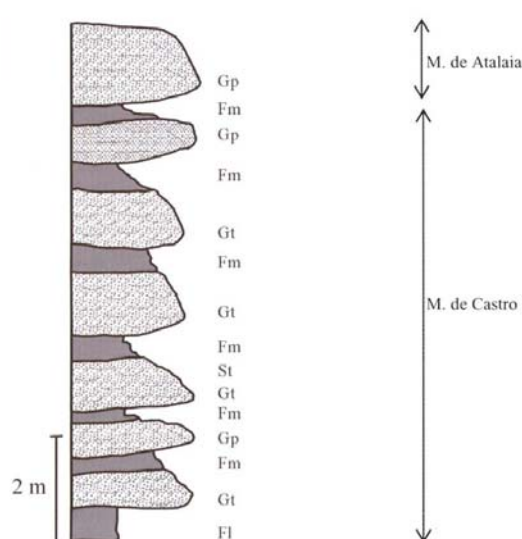


Figura 5.15 – Perfil estratigráfico da Formação de Bragança no Alto da Bandeira (adaptado de Poças, 2004).

Formação: Membro de Castro (parte inferior da Formação de Bragança)
Unidade alostratigráfica: SLD 1 ou SLD12 (?).
Bacia sedimentar: Bacia do Douro (Trás-os-Montes)
Datação: Membro de Castro – Tortoniano superior – Messiniano inferior ou Zancleano (?)
Espessura máxima: Formação de Bragança – 80 m
Distribuição Ggeográfica: Mirandela, Bragança, Macedo de Cavaleiros.
Paleontologia: amostras recolhidas em Sendim revelaram-se pobres em termos polínicos: foram identificados: Esporos – Polypodiaceae; Pólenes: Pinaceae, cf. <i>Juniperus</i> sp., <i>Alnus</i> sp., <i>Quercus</i> sp., <i>Fagus</i> sp. <i>Myrica</i> sp., Oleaceae, <i>Phillyrea angustifolia</i> , <i>Tilia</i> sp., Ericaceae, <i>Acacia</i> sp., Cyperaceae, cf. <i>Scabiosa</i> sp., Amaranthaceae/Chenopodiaceae, Compositae, Caryophyllaceae e (<i>Silene</i> ; <i>Spergula</i>), Poaceae (=Graminae),. Outras duas amostras de Salselas: Pinaceae, Cupressaceae, Poaceae, <i>Spergula pentandra</i> , <i>Helianthemum</i> sp., <i>Quercus</i> sp., Ericaceae, <i>Phillyrea</i> , <i>Olea</i> sp., Cyperaceae, Amaranthaceae/Chenopodiaceae.
Génese: os sedimentos preenchem paleovales com declive pronunciado; estão organizados numa rede de drenagem de baixa sinuosidade (ex. planalto mirandês e Mirandela); sedimentação mais abundante nas depressões tectónicas. Alguns leques aluviais estão localizados ao longo da falha Bragança – Vilarica – Manteigas; levantamento relativo do bloco ocidental, que criou depressões alongadas de sopé, nas quais ficaram retidos sedimentos, ou que funcionaram como eixos de alimentação de vales fluviais. Quando, os vales atingem as depressões tectónicas, perdem o carácter encaixado e aumentam a sinuosidade. Nestes domínios são evidentes os dois membros e a descontinuidade entre eles. Houve um primeiro preenchimento sob a forma de pavimento do talvegue do canal, grosseiro na base mas, para o topo, infere-se maior frequência de canais relativamente estáveis com zonas marginais alagadas, com sedimentação predominantemente fina. Nestes níveis basais reconhece-se, claramente, a sobreposição de ciclos de enchimento. Deverá ter sido durante parte do Miocénico superior ou no início do Pliocénico que se acentuaram os vales e houve alimentação significativa para a Bacia cenozóica do Douro. Os dados palinológicos apontam para clima temperado e humidade relativamente elevada.
Litologias: no geral a formação é constituída por depósitos siliciclásticos vermelhos, predominantemente areno-conglomeráticos, com carácter polimítico e desgaste moderado dos clastos. A fracção argilosa é constituída por esmectite, caulinite e ilite. É constituído por conglomerados na base, aos quais se seguem sedimentos areno – conglomeráticos e lúitos; no topo dominam as argilas esmecticas. Tem tendência granulodecrescente.
Bibliografia: Cunha, P., Pimentel, N. & Pereira, I. (2000) – Assinatura tectono-sedimentar do auge da compressão bética em Portugal: a descontinuidade sedimentar Valesiano terminal – Turoliano <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 14: 61-72. Poças, M. E. (2004) – <i>Contribuição da Palinologia para a caracterização paleoecológica e paleoclimática do Cenozóico a norte do Douro</i> . Dissertação de Mestrado, Universidade do Minho, Braga, 116 p.

Tabela 5.6 – Caracterização do membro de Castro da Formação de Bragança.

Formação: – Membro da Atalaia (parte superior da Formação de Bragança)
Unidade alostratigráfica: SLD12
Bacia sedimentar: Bacia do Douro (Trás-os-Montes)
Datação: Membro da Atalaia – Messiniano-Zancleano
Espessura máxima: Formação de Bragança – 80 m
Distribuição geográfica: Sendim (Planalto Mirandês)
Paleontologia: amostras recolhidas em Salselas revelaram: Esporos: Polypodiaceae, Pólenes: <i>Pinaceae</i> , <i>Alnus</i> sp., <i>Carpinus</i> sp., <i>Quercus</i> sp., <i>Ulmus</i> sp., <i>Poaceae</i> .
Génese: os sedimentos preenchem paleovales com declive pronunciado; estão organizados em rede de drenagem de baixa sinuosidade (ex. Planalto Mirandês e Mirandela); a sedimentação foi mais abundante nas depressões tectónicas. Alguns leques aluviais estão localizados ao longo da falha Bragança – Vilaça – Manteigas, levantamento relativo do bloco ocidental criou depressões alongadas de sopé, nas quais ficaram retidos sedimentos. Ou funcionaram como eixos de alimentação de vales fluviais. Quando os vales atingem as depressões tectónicas, perdem o carácter encaixado e aumentam a sinuosidade. Nestes domínios são evidentes os dois membros e a descontinuidade entre eles. Deverá ter sido durante parte do Miocénico que se acentuam os vales foi alimentado significativamente a Bacia cenozóica do Douro.
Litologias: este membro, ravinante sobre o anterior, é areno conglomerático e corresponde a uma sucessão de episódios de modelo fluvial entrancado. No geral, a unidade é constituída por depósitos siliciclásticos vermelhos, predominantemente areno-conglomeráticos, com carácter polimítico e desgaste moderado dos clastos. A fracção argilosa é constituída por esmecite, caulinite e ilite.
Bibliografia: Cunha, P., Pimentel, N. & Pereira, I. (2000) – Assinatura tectono-sedimentar do auge da compressão bética em Portugal: a descontinuidade sedimentar Valesiano terminal – Turoliano. Ciências da Terra (UNL), 14: 61-72. Poças, M. E. (2004) – <i>Contribuição da Palinologia para a caracterização paleoecológica e paleoclimática do Cenozóico a norte do Douro</i> . Dissertação de Mestrado, Universidade do Minho, Braga 116 p.

Tabela 5.7 – Caracterização do membro da Atalaia da Formação de Bragança.

Formação: Formação de Mirandela
Unidade alostratigráfica: SLD 13
Bacia sedimentar: Bacia do Douro (Trás-os-Montes)
Datação: Placenciano
Espessura máxima: 30 metros
Distribuição geográfica: Depressão de Mirandela
Paleontologia: foram colhidas amostras pertencentes ainda ao membro de Castro que revelaram: Esporos: Selaginella, Polypodiaceae (<i>Histiopteris</i>), Pólenes: Pinaceae, cf. <i>Taxodium</i> sp., Cupressaceae, <i>Alnus</i> sp., <i>Quercus</i> sp., cf. <i>Salix</i> sp., cf. Hamamelidaceae, <i>Myrica</i> sp., <i>Hedera</i> sp., cf. Juglandaceae, cf. <i>Carya</i> sp., Oleaceae, <i>Olea</i> sp., <i>Tilia</i> sp., Ericaceae, <i>Tamarix</i> sp., <i>Acacia</i> sp., cf. <i>Nymphaea</i> sp., Lemnaceae, cf. <i>Plantago</i> sp., Cyperaceae, Poaceae, Amaranthaceae/Chenopodiaceae, Compositae, <i>Spergula pentendra</i> .
Génese: os sedimentos preenchem paleovales estreitos e profundos talhados no substrato confinados à depressão de Mirandela. Tal facto sugere que a depressão teve abertura a drenagem exorreica, efectuada provavelmente por um precursor do Douro. As litofácies conglomeráticas maciças, ou com organização incipiente, são largamente dominantes e representam essencialmente a deposição em fundo de canal. Os clastos revelam origem parcial em granitóides que, após a alteração, forneceu grande quantidade de areias de quartzo e feldspato. Das rochas metassedimentares regionais estão representadas as litologias mais resistentes à meteorização. Condições relativamente quentes e húmidas do Pliocénico superior.
Litologias: É constituída por sucessão de níveis conglomeráticos de matriz arenosa e clastos essencialmente quartzosos, intercalados com alguns níveis arenosos e raros lutitos. Na fracção argilosa a caulinite é claramente predominante ; possui cor esbranquiçada e amarela;
Bibliografia: Cunha, P., Pimentel, N. & Pereira, I. (2000) – Assinatura tectono-sedimentar do auge da compressão bética em Portugal: a descontinuidade sedimentar Valesiano terminal – Turoliano, <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 14: 61-72. Poças, M. E. (2004) – <i>Contribuição da Palinologia para a caracterização paleoecológica e paleoclimática do Cenozóico a norte do Douro</i> . Dissertação de Mestrado, Universidade do Minho, Braga, 116 p.

Tabela 5.8 – Caracterização da Formação de Mirandela

Formação: Formação de Aveleda
Unidade alostratigráfica: SLD14
Bacia sedimentar: Bacia do Douro (Trás-os-Montes)
Datação: Gelasiano – Plistocénico inferior
Espessura máxima: ?
Distribuição geográfica:
Paleontologia: não são conhecidos fósseis
Génese: as características indicam transporte reduzido e fontes alimentadoras locais. As litofácies e arquitectura dos depósitos sugerem derrames do tipo <i>debris flows</i> em leques aluviais, para além da rede hidrográfica de incisão. A formação de Aveleda ocorre quer em domínio tectonicamente pouco desnivelado, sobre uma importante superfície erosiva correspondente à superfície da Meseta Ibérica, quer no contexto dos acidentes tectónicos. As características e a correlação com unidades vizinhas, sugere que os sedimentos se depositaram numa etapa fini-neogénica, em ambiente de leque aluvial, em condições áridas e semi-áridas quentes.
Litologias: constituída por depósitos vermelhos superficiais que sucedem, nos planaltos, ao preenchimento das depressões pelos sedimentos das Formações de Bragança e Mirandela. Os sedimentos ocorrem em pequenos afloramentos onde são predominantes as litofácies conglomeráticas de matriz lutítica abundante que suporta clastos com desgaste reduzido, predominantemente quartzosos e quartzíticos. A fracção argilosa revela largo domínio de caulinite e illite.
Bibliografia: Pereira, I.; Cunha, P.; Alves, M. I. C.; Araújo, M. A. (2000) – Estratigrafia e interpretação paleogeográfica do Cenozóico continental no norte de Portugal. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 14: 73-84.

Tabela 5.9 – Caracterização da Formação de Aveleda.

5.5 – Bacia do Mondego

5.5 – Bacia Cenozóica do Mondego

5.5.1 – Localização

A bacia do Mondego desenvolve-se ao longo do litoral ocidental entre a Nazaré e Espinho penetrando no interior até à região de Coimbra. Sobre o maciço hespérico, ocorrem pequenos retalhos de unidades cenozóicas em Côja e Naia, que estão relacionadas com a mesma bacia (fig. 5.16).

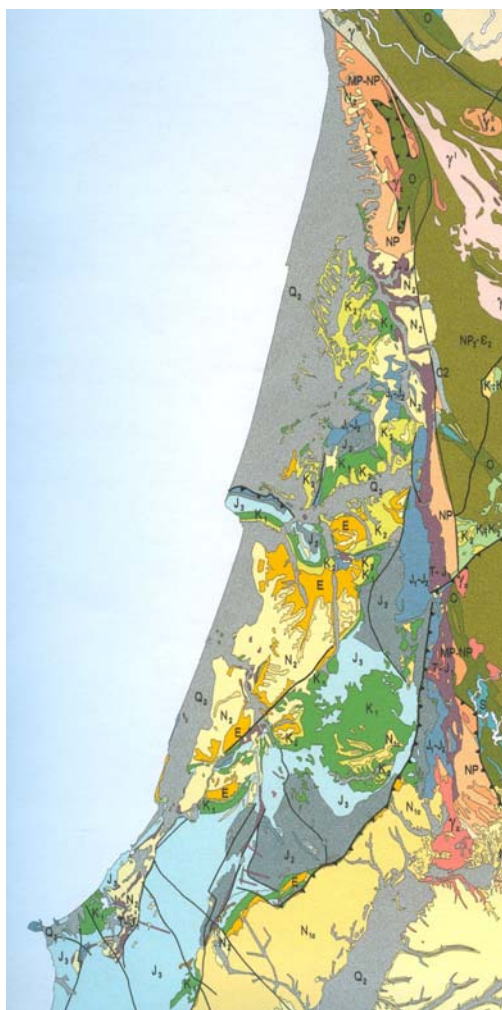


Figura 5.16 – Localização da Bacia do Mondego (excerto da Carta Geológica de Portugal; 1/1000000; INETI) (Pais, *et al.*, em publicação).

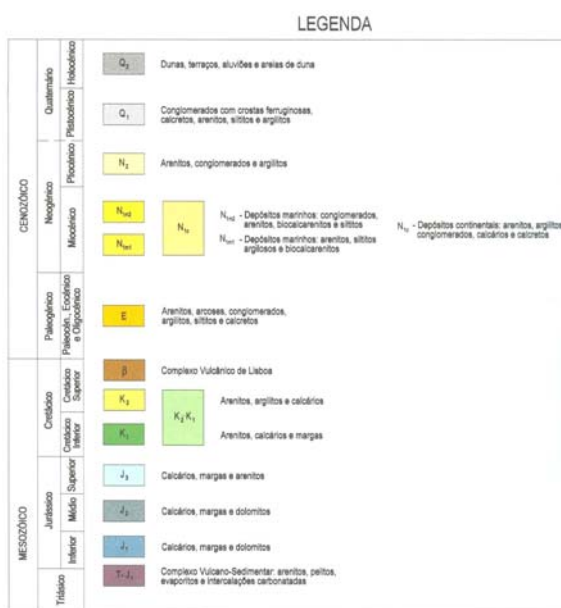


Figura 5.17 – Legenda do Mesozóico e Cenozóico da Carta Geológica de Portugal; 1/1000000; INETI (Pais, *et al.*, em publicação).

5.5.2 – Evolução e enchimento

A individualização desta bacia está associada à importante reactivação distensiva de fracturas com direcção NE-SW que se deu no bordo ocidental do Maciço Hercínico, a partir do Luteciano superior. Esta, originou compartimentação em blocos basculados para SW e

permitiu a abertura de duas fossas tectónicas, alongadas perpendicularmente à tracção o que diferenciou, na área que antes tinha sido ocupada pela Bacia Lusitânica, duas bacias: a do Mondego, a norte e a do Baixo Tejo mais a sul.

A Formação mais antiga da Bacia do Mondego corresponde as unidades siliciclásticas de Silveirinha (figs. 5.18 e 5.19) e os afloramentos adjacentes que são habitualmente denominados de Formação de Silveirinha ou Areias e Argilas de Silveirinha e afloram a Sul do estuário do Mondego e da cidade da Figueira da Foz. Estas unidades são atribuídas ao SLD6 (Ipresiano?). A Jazida da Silveirinha (fósseis animais e vegetais) (tabelas 5.12, 5.13 e 5.14), localizadas no tecto deste enchimento, indica base do Ipresiano (Cunha, 2000b).

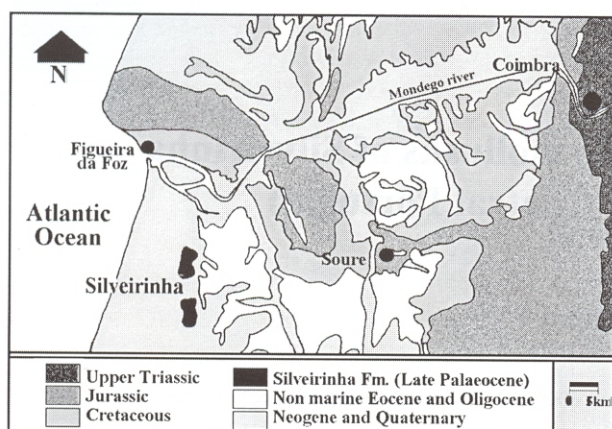


Figura 5.18 - Localização da jazida da Silveirinha (Callapez, 2003).

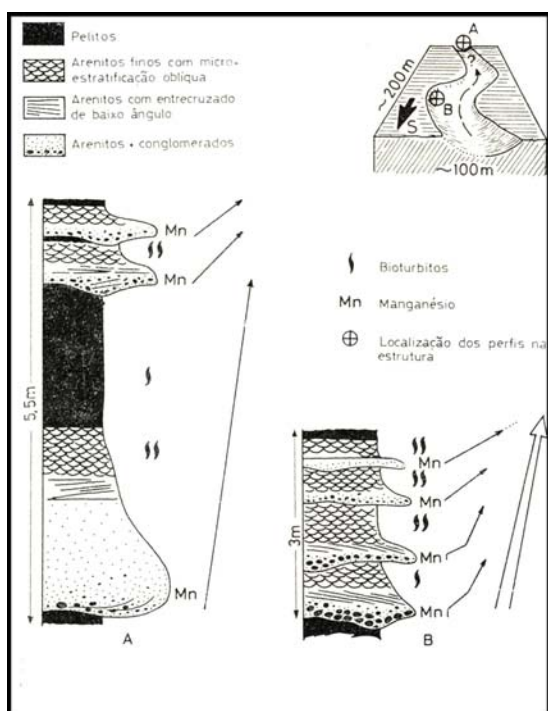


Figura 5.19 - Estilos sequenciais dos depósitos de Silveirinha. O bloco diagrama corresponde à reconstituição de um canal que comportaria os enchimentos A e B (adaptado de Pena-dos-Reis, Soares, & Antunes, 1981).

No Mondego, a cobertura cenozóica do soco compreende na base duas formações arcóicas: Arcoses da Côja e Arcoses de Lobão. Ambas constituem o Grupo da Beira Alta (Cunha, 2000a) (tabela 5.10). A Formação da Côja (fig. 5.21) subdivide-se em dois Membros: Membro de Casalinho de Cima, que ocupa posição inferior e Membro de Monteiro, em posição superior. A superfície basal deste Grupo corresponde a vasto aplanamento sobre sedimentos cretácicos, rochas metassedimentares e granitóides, com zonas deprimidas alongadas NE-SW. Os alinhamentos quartzíticos não constituem relevos muito significativos. Nos sopés montanhosos da Estrela e do Caramulo, este Grupo é sobreposto em discordância angular ou disconformidade pelo Grupo de Serra dos Sacões (fig. 5.20.). Na região dos batólitos das Beiras, este grupo foi a única unidade terciária a depositar-se, pelo que o limite superior representa o nível de colmatção sedimentar desta região que, parece ter correspondência com a superfície de aplanamento elaborada sobre os granitóides das Beiras (Plataforma do Mondego), posteriormente degradada pelo encaixe fluvial quaternário.

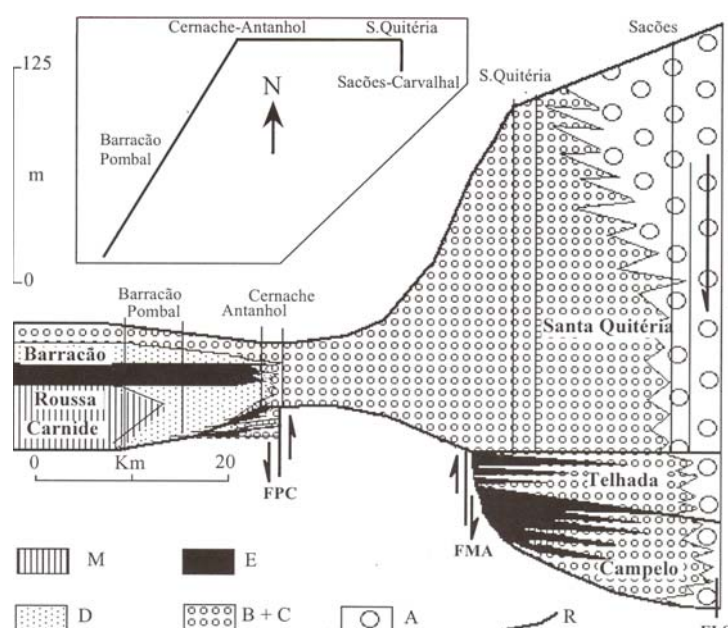


Figura 5.20 – Corte esquemático através do Grupo de Sacões e dos correlativos depósitos da região SW de Coimbra; associações de fácies: A – conglomerados com fluxos gravíticos; B – espessos conglomerados maciços; C – alternância de espessos conglomerados e areão; D – arenitos cascalhentos; E – alternância de arenitos finos e lutitos; M – sedimentos marinhos costeiros, com fósseis do Placenciano inicial. FPC – falha de Pombal – Coimbra; FMA – falha de Miranda do Corvo – Arrifana; FLS – cavalgamento de Lousã – Seia; R – descontinuidade sedimentar regional (disconformidade ou discordância angular) (Cunha, 2000a).

Na vasta região, essencialmente granítica, do sector nordeste da Bacia do Mondego, existem retalhos de sedimentos alinhados em quatro faixas paralelas e alongadas NE-SW. Fossilizam paleovales estreitos e inclinados para sudoeste, ou formas deprimidas mais

amplas, como na área de Tondela. Relativamente ao eixo geral de drenagem, com variação granodecrescente de nordeste para sudoeste, há variações transversais de fácies, traduzidas por biselamentos marginais acompanhados por fácies mais finas. Os sedimentos deste conjunto de formações arcólicas resultam de uma rede de canais entrançados que, drenava, genericamente para SW, o sector montante de uma planície aluvial na Bacia do Mondego (Cunha, 2000a).

Pelas características sedimentológicas e estratigráficas, os Membros de Casalinho de Cima e de Monteiro correlacionam-se, respectivamente, com o membro I e membro II da Formação do Bom Sucesso (fig. 5.26). Assim, com base nas jazidas de fósseis de Vale Furado, Côja e Naia, (tabela 5.26) o Membro inferior compreenderá, provavelmente, o Eocénico médio, enquanto o Membro superior abarcará parte do Eocénico Médio e o Oligocénico (tabela 5.10) (Cunha, 2000a).

		Unidades litostratigráficas						
		Sector NE				Sector SW		
Idade provável	Grupos	Formações	Membros		Grupos	Formações	Membros	Unidade alostra.
Plistocénico	Nível da Serra da Vila							SLD14
Gelasiano a Zancleano	Serra de Sacões	F. Santa Quitéria			Barracão	F. Carnide, Roussa, Barracão		SLD13
Zancleano a Messiniano		F. Telhada			Pombal	F. Redinha		SLD12
Messiniano a Tortoniano sup.		F. Campelo	Folques	Arroça		F. Pombal F. Ourém		SLD11
Tortoniano a Burdigaliano	Beira Alta	F. Lobão				F. Amor		SLD10
Burdigaliano a Aquitaniano								SLD9
Chatiano a Priaboniano		F. Côja	Monteira			F. Bom Sucesso	Feligueira Grande	SLD8
Bartoniano a Luteciano			Casalinho de Cima				Vale Furado	SLD7
Ipresiano		F. Silveirinha						SLD6

Tabela 5.10 – Principais unidades do Cenozóico da Bacia do Mondego (adaptado de Cunha, 2000a).

Relativamente à da Bacia do Baixo Tejo, a Formação de Côja (fig. 5.21) correlaciona-se com a Formação de Cabeço do Infante (Cunha, 1996) e a Formação de Benfica (Pena dos Reis *et al.*, 1991a). As Arcoses de Lobão são o equivalente mais proximal dos Grés e Argilas de Amor (Pena dos Reis, 1983); correspondem ao registo sedimentar conservado na região a

sudoeste de Coimbra. Jazida fóssil nos Grés e Argilas de Amor, indicou o Aragoniano superior (Langhiano, início do Miocénico médio; Antunes & Mein, 1981).

Na Bacia do Mondego, o Cenozóico mais recente é representado pelo Grupo de Sacões (tabela 5.10); possui domínio de conglomerados e é espesso (340 m na Serra de Sacões). Integra três unidades (de baixo para cima): Formação de Campelo, Conglomerados de Telhada e Conglomerados de Santa Quitéria, com predominância de sedimentos heterométricos conglomeráticos e lutíticos, com abundância de clastos de filito e metagrauvaque. Traduz sedimentação em cones aluviais no sopé de escarpas tectónicas. Este Grupo apresenta duas macrosssequências positivas seguidas de uma negativa, separadas por rupturas sedimentares (unidades alostratigráficas SLD11, SLD12, SLD13) (Cunha, 2000a).

Como resultado da deposição em cones aluviais, com o afastamento aos relevos montanhosos alimentadores, esta unidade apresenta rápida diminuição de espessura e granulometria, com passagem gradual de conglomerados heterométricos a sedimentos areno – lutíticos. Constitui a resposta sedimentar aos grandes movimentos tectónicos fini – cenozóicos que diferenciaram volumes significativos do relevo actual (Ferreira, 1991; Cunha, 1992a, 1992b; Cabral, 1995; Sequeira, Cunha & Sousa, 1997). Correspondem a depósitos de cone aluvial localizados no sopé de escarpas tectónicas, das quais se destacam o cavalgamento de Lousã – Seia e o desligamento de Verin – Penacova.

O primeiro rejogo inverso destes acidentes (provavelmente a meados do Tortoniano) é responsável pelo início da deposição aluvial de sopé que constitui a Formação de Campelo. Mais tarde, uma nova reactivação inversa trunca as fácies proximais desta unidade, com a escarpa a ser fossilizada pelos conglomerados de Telhada. Uma ruptura sedimentar intra – Turoliano médio / intra – MN 12 (aproximadamente intra – Messiniano) – a que sucedem sedimentos com intensa rubefacção – é reconhecida na maioria das bacias espanholas (Calvo *et al.*, 1993), pelo que os Conglomerados de Telhada podem corresponder ao Messiniano terminal – Zanciano (Turoliano sup. – Rusciano inf.). A sedimentação traduz fluxos de massa e sedimentação torrencial episódica, em leques aluviais com drenagem endorreica, provavelmente, sob clima temperado quente com estações contrastadas.

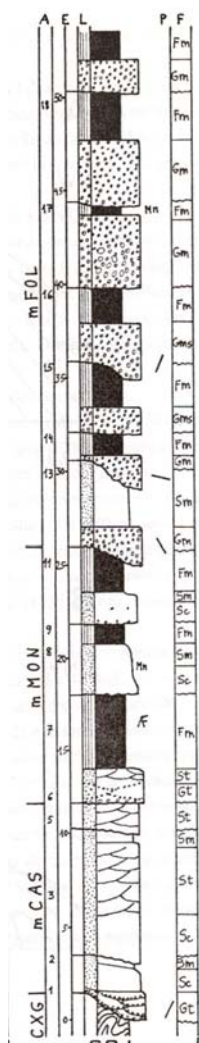


Figura 5.21 – Perfil estratigráfico da região da Coja. CXG – Complexo xisto – grauvaque; mCAS – Membro do Casalinho de Cima; mMON – Membro da Monteiro; mFOL – Membro de Folques (Cunha, 1992).

Os Conglomerados de Santa Quitéria são considerados o equivalente litostratigráfico oriental do Complexo de Morouços (Teixeira & Berthois, 1952) e de depósitos mais finos localizados para ocidente, datados do Placenciano (Cachão, 1989; Cunha & Pena dos Reis, 1991b; Pena dos Reis *et al.*, 1992; Cunha *et al.*, 1993); as Areias de Carnide e de Roussa e as Argilas do Barracão (figs. 5.23, 5.24 e 5.25). A unidade é limitada por descontinuidades sedimentares regionais, correspondendo à unidade alostratigráfica SLD13, atribuída ao Zanciano - Gelasiano. O tecto deste Grupo constitui a superfície culminante do enchimento sedimentar regional. O posterior e progressivo encaixe fluvial, bem expresso pela sucessão de níveis de terraço e depósitos de vertente, foi iniciado pela elaboração do Nível da Serra da Vila (Daveau *et coll.*, 1985 – 1986), encaixado cerca de 100 m relativamente ao planalto de colmatção de Santa Quitéria. O Nível da Serra da Vila data, provavelmente do Gelasiano a Plistocénico basal (SLD14).

Na área a SW da Bacia do Mondego (tabela 5.10), na zona de Carnide, o registo SLD 13 (espessura máxima de 60 m) apresenta na base um conglomerado com elevada concentração de malacofauna (fig. 5.22). O conglomerado, caracteriza um ambiente provavelmente parálico, de pequena profundidade e de fraca energia hidrodinâmica (Cachão, 1990) e tem sido datado do Placenciano (Teixeira e Zbyszewski, 1951; Rocha, Martins & Pereira, 1953; Cardoso, 1984; Muller, 1984; Cachão, 1989, 1990). Este conglomerado pode assentar sobre um “hardground” resultante de uma superfície transgressiva (atribuída à SD de 3ª ordem, 3.7 de Haq *et al.*, 1987, in Cunha *et al.*, 1993). Para o topo apresenta arenitos amarelos e brancos, respectivamente, Areias de Carnide e Areias de Roussa (Barbosa, 1983b) (figs. 5.23, 5.24), de ambiente costeiro pouco profundo e, no tecto, as Argilas do Barracão (Barbosa, 1983b), sedimentos lignitosos de ambientes de transição e arenitos fluviais, esbranquiçados com intercalações lutíticas cinzentas. Os sedimentos fluviais tornam-se superiormente mais grosseiros, heterométricos e com rubefacção.

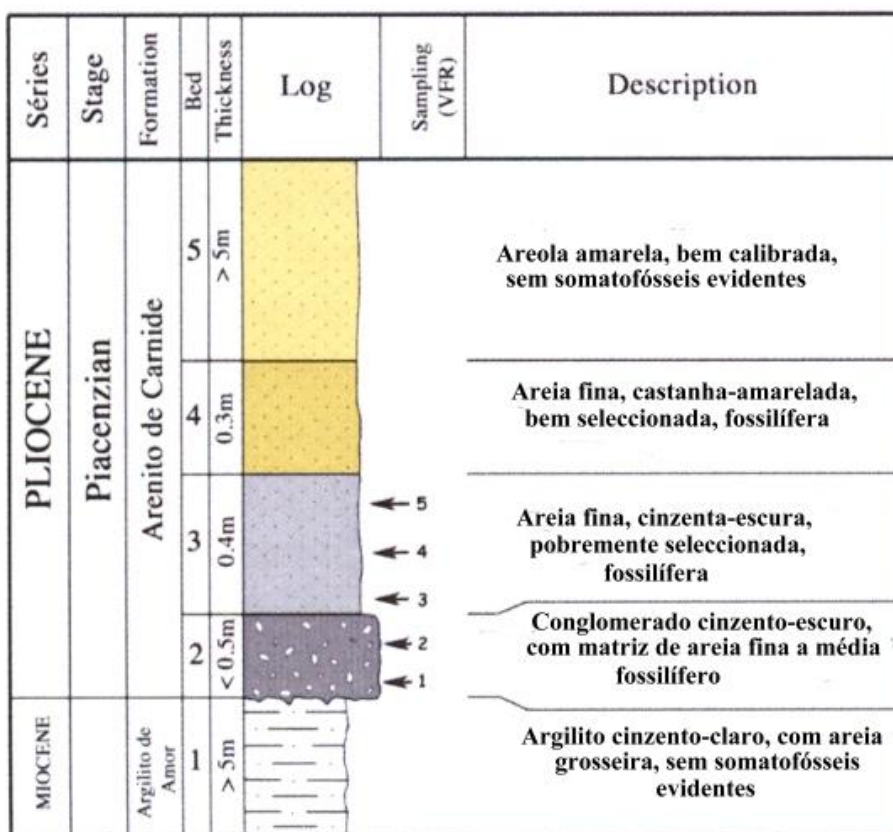


Figura 5.22 – Perfil de Vale do Freixo (modificado de Silva, 2001).

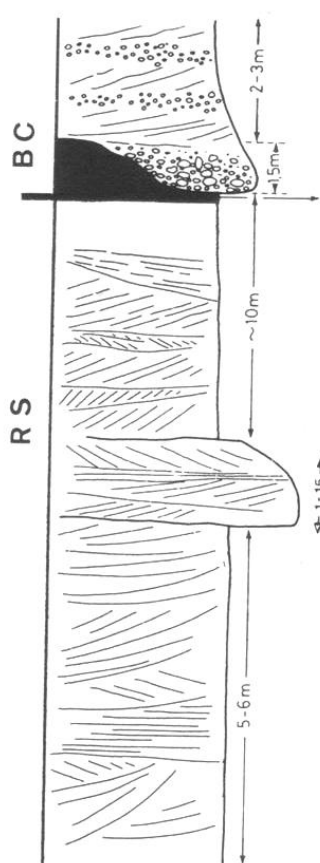


Figura 5.23 – Perfil de Roussa (Soares *et al.*, 1984)
RS – Arenitos de Roussa; BC – Argilas do Barracão.

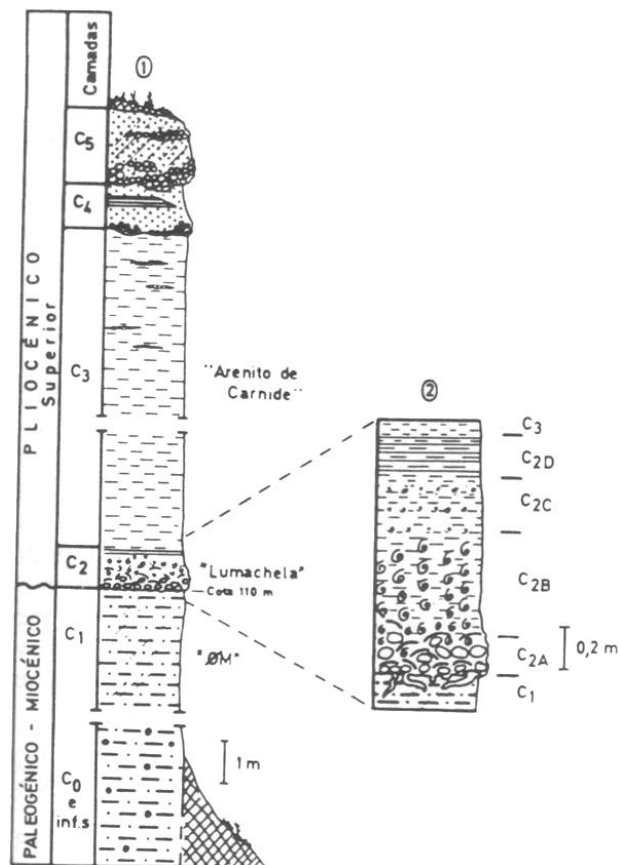


Figura 5.24 – (1) Perfil de Carnide, (2) Detalhe das camadas de base dos sedimentos fossilíferos do Pliocénico (Cachão, 1989).

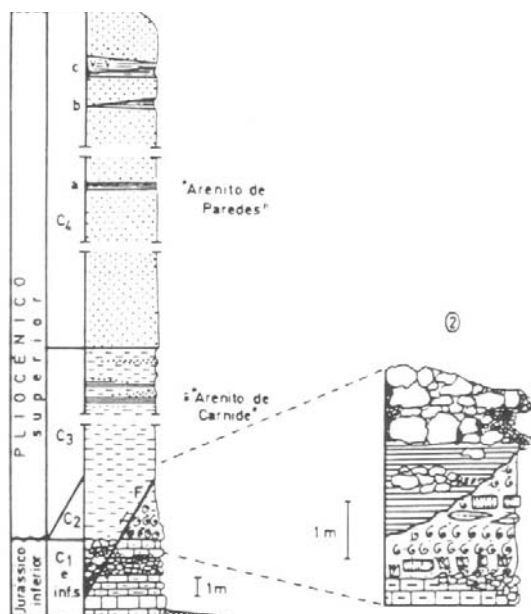


Figura 5.25 – (1) Perfil de Paredes de Vitória, (2) Detalhe das camadas de base dos sedimentos fossilíferos do Pliocénico (Cachão, 1989).

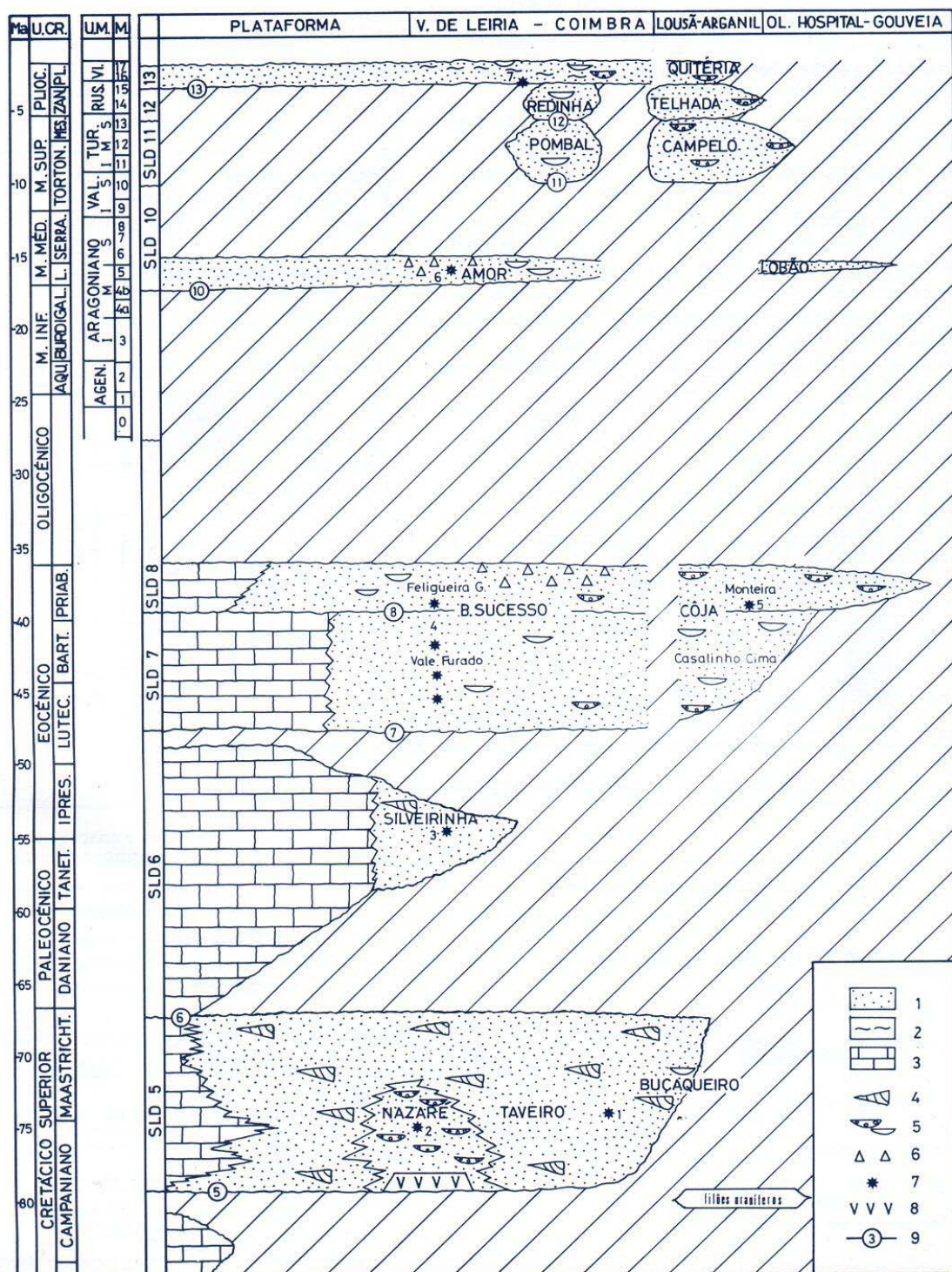


Figura 5.26 - Corte esquemático SW - NE, da Bacia do Mondego, apresentando-se as unidades alostratigráficas: SLD5) Campaniano sup. - Maastrichtiano; SLD6) Paleocénico - Luteciano inf.; SLD7) Luteciano sup. - Bartoniano; SLD8) Priaboniano - Rupeliano; SLD9) Chatiano - Langhiano inf.; SLD10) Langhiano sup. - Tortoniano inf.; SLD11) Tortoniano sup. - Messiniano; SLD12) Zancleano; SLD13) Placenciano. 1 - Conglomerados e arenitos; 2 - lutitos; 3 - carbonatos; 4 - canais de alta sinuosidade; 5 - canais de baixa sinuosidade; 6 - silcreto; 7 - jazida fóssil; 8 - vulcanismo; 9 - descontinuidade; M - zonas MN (mamíferos) de Mein (1975) (Cunha, 1992a).

5.5.3 – Formações

5.5.3.1 – Sector NE

Formação: Formação de Silveirinha
Unidade alostratigráfica: SL D6
Bacia sedimentar: Bacia do Mondego (NE)
Datação: Eocénico Inferior (Ipresiano?)
Espessura máxima: não ultrapassa 3 a 4 m.
Distribuição geográfica: Sul da Figueira da foz
Paleontologia: Mamíferos, Peixes, Anfíbios, Squamata; Serpentes e Tartaruga, Gastrópodes e Bivalves, Ostracodos, Carófitas (ver tabelas 5.12, 5.13 e 5.14).
Génese: A fauna aponta clima tropical ou sub tropical, com precipitação (sazonal?) importante. As fácies registam deposição numa planície costeira em que predominam processos de inundação e decantação fluvial. A geometria, espessura e arquitectura deste registo são mal conhecidas devido às más condições de afloramento. Do ponto de vista cronostratigráfico, o registo fóssil (flora, moluscos, ostracodos, vertebrados) da jazida de Silveirinha indica idade Paleocénica terminal (?) ou Eocénica basal (base do Ipresiano), com a fauna a denotar primitivismo relativamente a outros afloramentos Eocénicos na Europa. A sedimentação efectuou-se em planície de inundação fluvial, no limiar de zona costeira, com fraca (?) influência das marés do mar Ipresiano colocado a ocidente, talvez em área pantanosa justificada por frequentes episódios de alagamento através de canais efémeros (<i>crevasse-splay</i>), abertos quando de inundações sazonais.
Litologias: Espessas camadas lútilicas com calcaretos, ricas de esmectite, arenitos e lenticulas de conglomerado intraformacionais. Os corpos conglomeráticos, sempre lenticulares e não ultrapassando 1 m de espessura máxima, articulam-se com os pelitos em sequências elementares positivas, às vezes com interposição de finas lenticulas areníticas, com estratificação laminada e/ou oblíqua planar de baixo ângulo.
Bibliografia: Antunes, M. T. & Gaudant, J. (2003) – Poissons du Paléogène inférieur de Silveirinha (Portugal). <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 15: 101-102 Antunes, M. T. (2003) – Charophytes from Silveirinha (?Upper Paleocene – Lowermost Eocene) according to Janine Riveline. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 15: 77-82. Broin, F. de (2003) – <i>Neochelys</i> sp. (Chelonii, Erymnochelyinae), from Silveirinha, early Eocene, Portugal. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 15: 117-132 Callapez, P. (2003) – Upper Paleocene – Early Eocene mollusks of Silveirinha (Figueira da Foz, West Central Portugal). <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 15: 83-90. Colin, J. P. & Antunes, M. T. (2003) Limmic ostracoda from Silveirinha, Portugal (? Late Paleocene – Lowermost Eocene). <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 15: 91-100. Cunha, P. (2000) – Paleoalterações e cimentações nos depósitos continentais terciários de Portugal central: importância na interpretação dos processos antigos <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 14: 145-154. Rage, J. C. & Auge, M. (2003) – Amphibians and squamate reptiles from lower Eocene of Silveirinha (Portugal), <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 15: 103-116

Tabela 5.11 – Caracterização da Formação de Silveirinha.



Figura 5.27 – Formação de Silveirinha (foto João Pais).



Figura 5.28 – Formação de Silveirinha (foto João Pais).



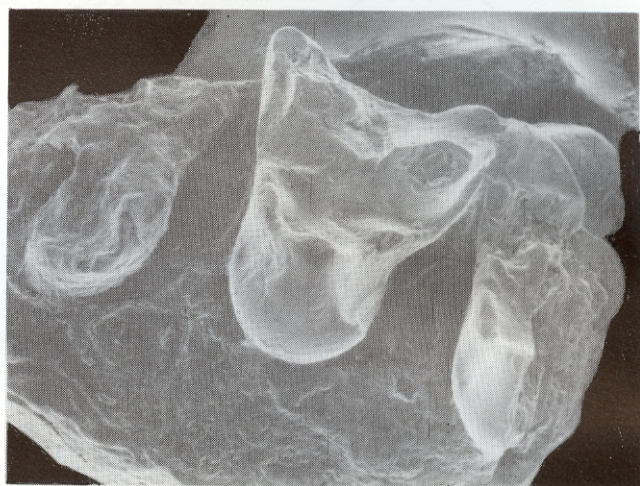
Figura 5.29 – Formação da Silveirinha (foto João Pais).



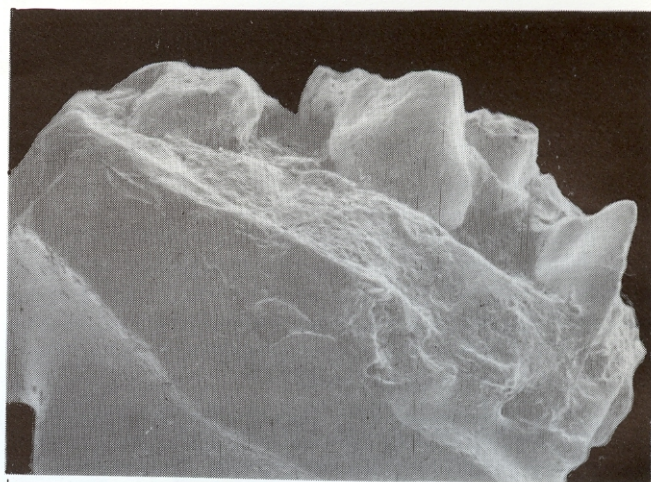
Figura 5.30 – Formação da Silveirinha; local da jazida fossilífera (foto João Pais).

DIDELPHIMORPHA	<i>Peratherium</i> cf. <i>constans</i> TEILHARD DE CHARDIN, 1927
APATOTHERIA	<i>Apatemys</i> sp. I cf. <i>Apatemys</i> sp. II <i>Heterohyus</i> sp. I <i>Heterohyus</i> sp. II <i>Russellmys denisae</i> ESTRAVÍS, 1990
LIPOTYPHLA	<i>Leptacodon nascimentoi</i> ESTRAVÍS, 1996 cf. <i>Leptacodon</i> sp. Nyctitheriidae gen. e sp. indet. ?Nyctitheriidae o ?Dormaaliidae gen. e sp. indet. ?Talpavus sp.
CIMOLESTA	<i>Didelphodus</i> sp.
DERMOPTERA	<i>Arcius zbyszewskii</i> n. sp.
TAENIODONTA	<i>Eurodon silveirinhensis</i> ESTRAVÍS & RUSSELL, 1992
PRIMATES	<i>Donrussellia lusitanica</i> n. sp. cf. <i>Cantius</i> sp. e/ou cf. <i>Donrussellia</i> sp.
CREODONTA	Familia, gen. e sp. indet.
CARNIVORA	<i>Miacis</i> cf. <i>latouri</i> QUINET, 1966 cf. <i>Miacis</i> sp. cf. <i>Viverravus</i> sp. Miacidae, gen. e sp. indet.
RODENTIA	<i>Microparamys paisi</i> ESTRAVÍS, 1994 <i>Microparamys</i> cf. <i>nanus</i> TEILHARD DE CHARDIN, 1927 <i>Meldimys cardosoi</i> n. sp.
CONDYLARTHRA	<i>Paschatherium marianae</i> ESTRAVÍS & RUSSELL, 1992 <i>Microhyus reisi</i> ANTUNES, ESTRAVÍS & RUSSELL, 1987
ARTIODACTYLA	<i>Diacodexis antunesi</i> ESTRAVÍS & RUSSELL, 1989
PERISSODACTYLA	<i>Hyracotherium</i> cf. <i>vulpiceps</i> (OWEN, 1858) cf. <i>Lophiaspis maurettei</i> DEPÉRET, 1907
INCERTAE SEDIS	<i>Ilerdoryctes</i> cf. <i>sigei</i> MARANDAT, 1989 Ordem, familia, gen. e sp. indet.
Bibliografia: Antunes, M. T. (1981) – As areias e argilas de Silveirinha. <i>Mem. e Not., Publ. Lab. Mineal. Geol., Univ. Coimbra</i> : 91-92. Estravís, C.(1990) – <i>Russellmys denisae</i> , un nouvel Apatémyidé (Mammalia) de Silveirinha, Eocène inférieur du Portugal. <i>Geobios</i> , 23, 6: 761-765. Estravís, C.(2000) – Nuevos mamíferos del Eoceno Inferior de Silveirinha (Baixo Mondego, Portugal). <i>Col. de Paleontologia</i> , 51: 281-311.	

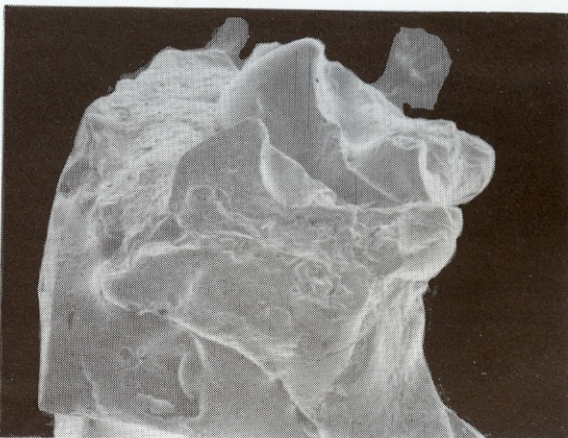
Tabela 5.12 - Mamíferos de Silveirinha (Estravís, 2000).



α



b



c

Figura 5.31 – *Russellmys denisae*, mamífero de Silveirinha (Estravís, 1990).

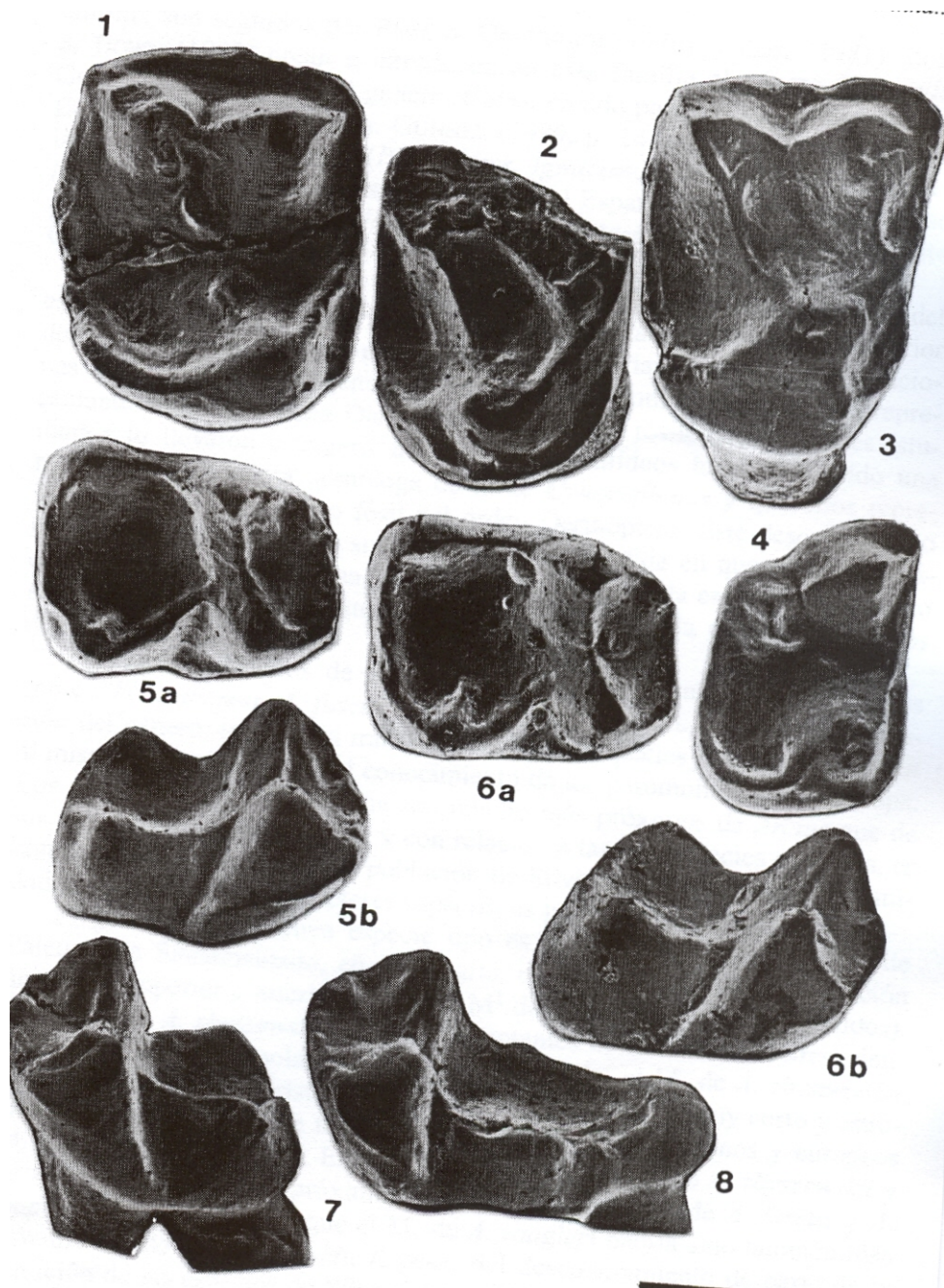


Figura 5.32 – *Arcius zbyzewskii*, mamífero Dermoptera ? de Silveirinha (Estravís, 2000).

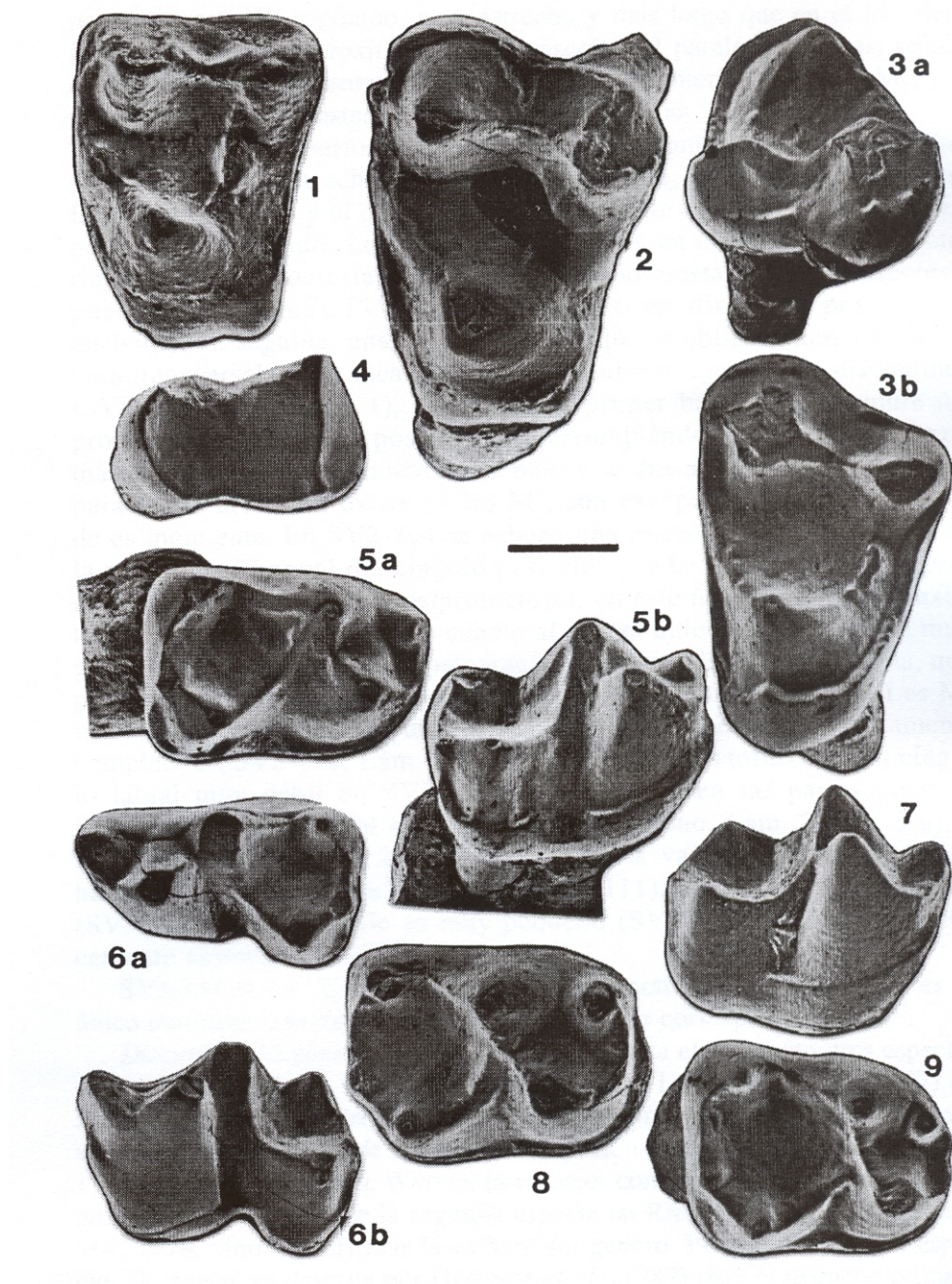


Figura 5.33 – *Donrussellia lusitanica*, mamífero primata de Silveirinha (Estravís, 2000).

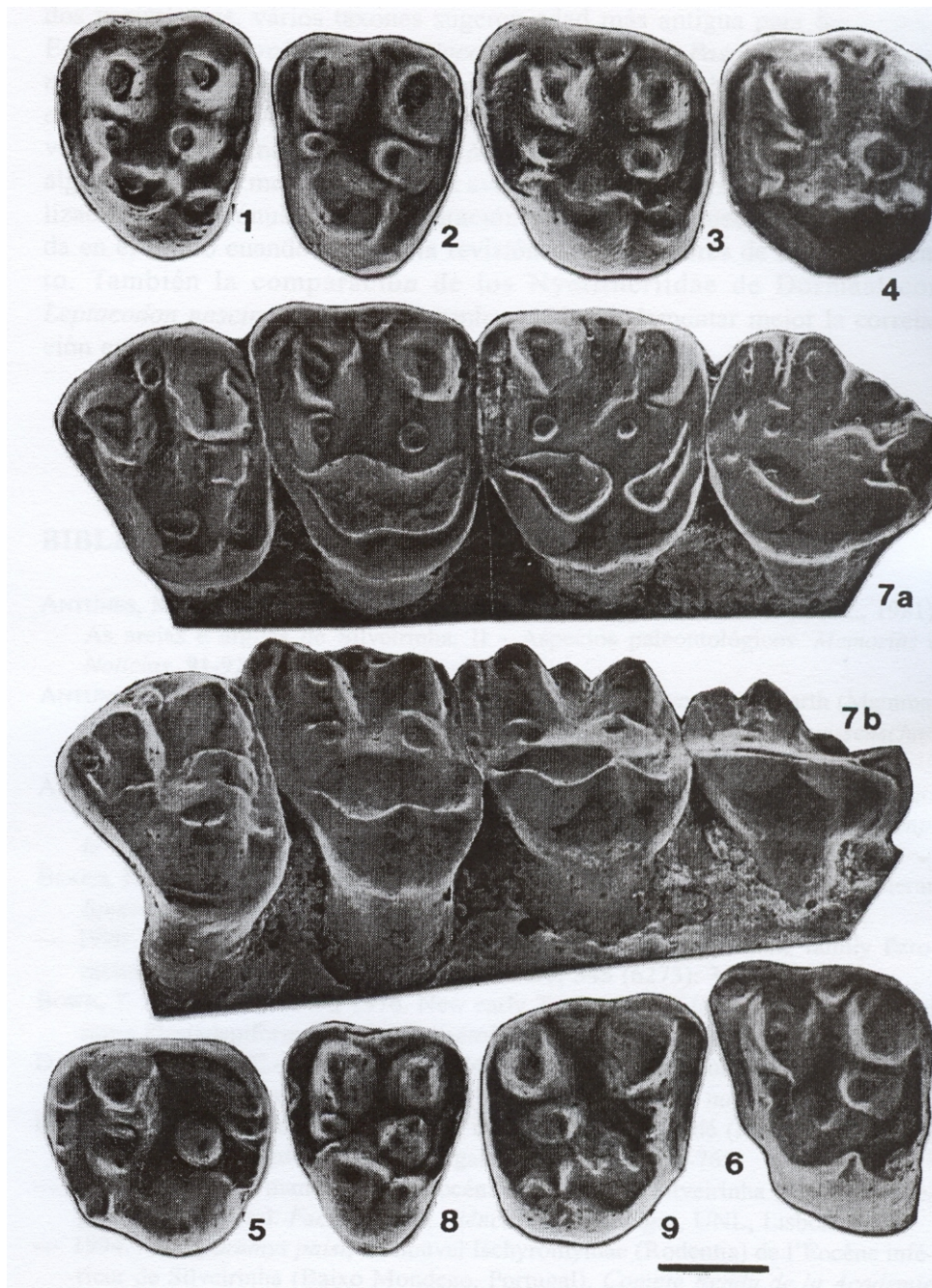


Figura 5.34 – *Meldimys cardosoi*, mamífero Rodentia de Silveirinha (Estravís, 2000).

<p>Vertebrata</p>	<p>Coprólitos indeterminados</p> <p>OSTEICHTHYES</p> <p>Perchichthyidae (género e espécie indeterminados).</p> <p>Phyllodontidae (Egertonina sp.)</p> <p>AMPHIBIA</p> <p>Salamandridae (género e espécie indeterminados).</p> <p>?Pelobatidae (género e espécie indeterminados).</p> <p>REPTILIA</p> <ul style="list-style-type: none"> • Testudinis Pallomedusidae <i>Neochelys</i> sp. • Squamata Iguanidae <i>Geiseltaliellus</i> sp. Agamidae Cf. <i>Tinosaurus</i> sp. Gekkonidae (género e espécie indeterminados). Scincomorpha (família, género e espécie indet.) Anguidae Glyptosaurini (género e espécie indet.). Melanosaurini Cf. <i>Melanosaurus</i> sp. género e espécie indet. ?Varanidae (género e espécie indet.) Amphisbaenidae (género e espécie indet.) Boidae (género e espécie indet.) Tropidophiidae <i>Dunnophis matronensis</i> Família, género e espécie indet. • Crocodylia Diplocynodontidae <i>Diplocynodon</i> sp. <p>AVES</p> <ul style="list-style-type: none"> • Charadriiformes Recurvirostridae <i>Fluvialavis antunesi</i> • Indeterminada Família indet. (pequeno pássaro indeterminado)
--------------------------	---

Tabela 5.13 – Fósseis da Formação de Silveirinha

Moluscos	GASTRÓPODES <i>Bithynia soaresi</i> sp. nov. <i>Gyraulus antunesi</i> sp. nov. BIVALVES <i>Chlamys</i> sp. Cardiacea gen. sp. indet. ?ANNELIDA Perfurações ARTHOROPODA Ostracoda <i>Iliocypris lusitanicus</i> n. sp. <i>Cyclocypris?</i> Sp. <i>Cypris silveirinhaensis</i> n. sp. <i>Cypris</i> ? sp. Indet. Cypridacea sp. Insecta Lepidophidae indet. (coleophore) ?Bioturbação (“rastos fósseis”)
Vegetais	Charophytae gyrogonites <i>Nitellopsis</i> (Tectochara) <i>dutemplei</i> minor (Watelet) Grambast & Soulié- Märshé Riveline Gymnospermae Ambar Dicotyledoneae <i>Vitis</i> sp. Sementes de vários tipos
Bibliografia: Antunes, M. T.; Russel, D. (1981) – Le gisement de Silveirinha (Bas Mondego, Portugal): la plus ancienne faune de Vertébrés éocènes en Europe. <i>C. R. Acad. Sc. Paris</i> , t. 293: 1099-1102. Antunes, M. T.; Casanovas, M.; Cuesta, M.; Checa, L.; Santafé, J.; Agusti, J. (1997) – Eocene mammals from Iberian Peninsula. <i>BiochroM'97, Mém. Trav. E.P.H.E.</i> , Inst. Montpellier, 21: 337-352, 2 fig. Antunes, M. T. (2003) – Charophytes from Silveirinha (?Upper Paleocene – Lowermost Eocene) according to Janine Riveline. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 15: 77-82. Antunes, M. T. & Gaudant, J. (2003) – Poissons du Paléogène inférieur de Silveirinha (Portugal). <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 15: 101-102. Antunes, M. T. (2003) – Lower Paleogene crocodilinas from Silveirinha, Portugal. <i>Palaeovertebrata</i> , Montpellier, 32(1): 1-26. Broin, F. de (2003) – <i>Neochelys</i> sp. (Chelonii, Erymnochelyinae), from Silveirinha, early Eocene, Portugal. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 15: 117-132. Callapez, P. (2003) – Upper Paleocene – Erly Eocene mollusks of Silveirinha (Figueira da Foz, West Central Portugal). <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 15: 83-90. Colin, J. P. & Antunes, M. T. (2003) – Limnic ostracoda from Silveirinha, Portugal (? Late Paleocene – Lowermost Eocene). <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 15: 91-100. Rage, J. C. & Auge, M. (2003) – Amphibians and squamate reptiles from lower Eocene of Silveirinha (Portugal). <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 15: 103-116.	

Tabela 5.14 – Fósseis da Formação de Silveirinha (Cont).



Figura 5.35 – Fóssil completo de *Diplocynodon* semelhante ao encontrado em Silveirinha (<http://www.fossilien.de/>).

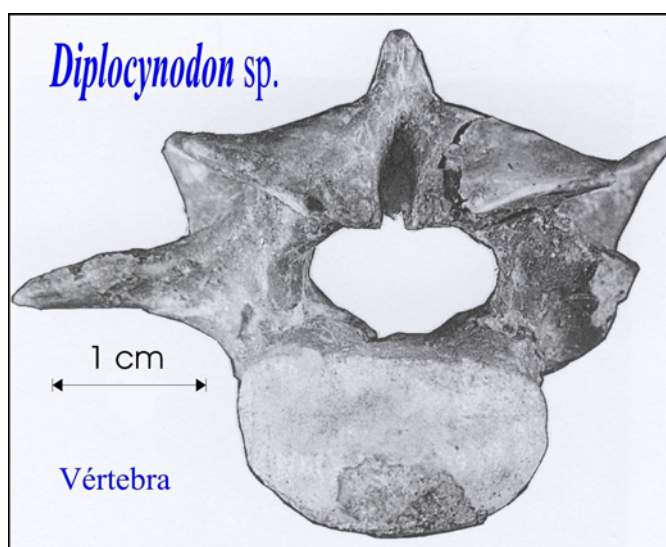
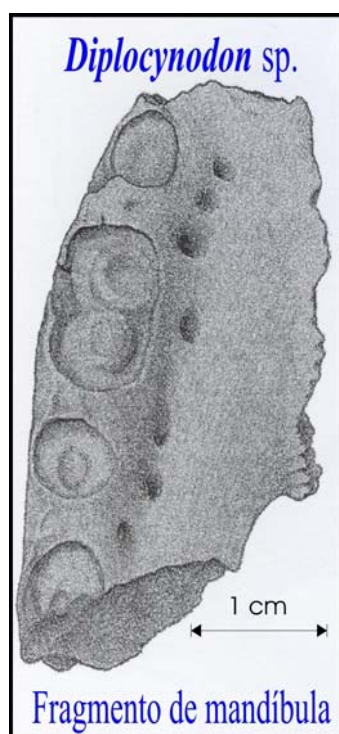


Figura 5.36 – Vértebra do *Diplocynodon* sp. (Antunes, 2003b).

Figura 5.37 – Fragmento de mandíbula do *Diplocynodon* (Antunes, 2003b).

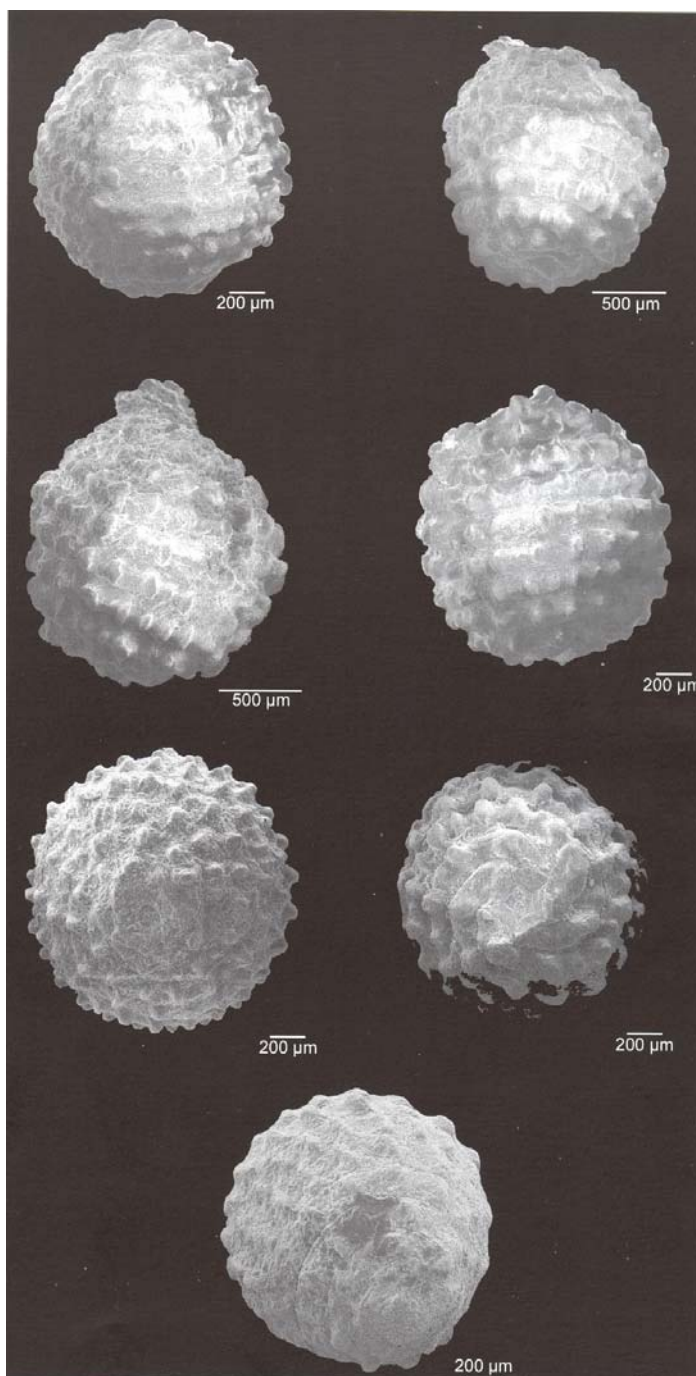


Figura 5.38 – Pólenes de Carófitas gyrogonites, *Nitellopsis* (*Tectochara*) *dutemplei* (Watelet) Grambast & Soulié-Märshe *minor* Riveline, encontrados em Silveirinha (Colin & Antunes 2003).

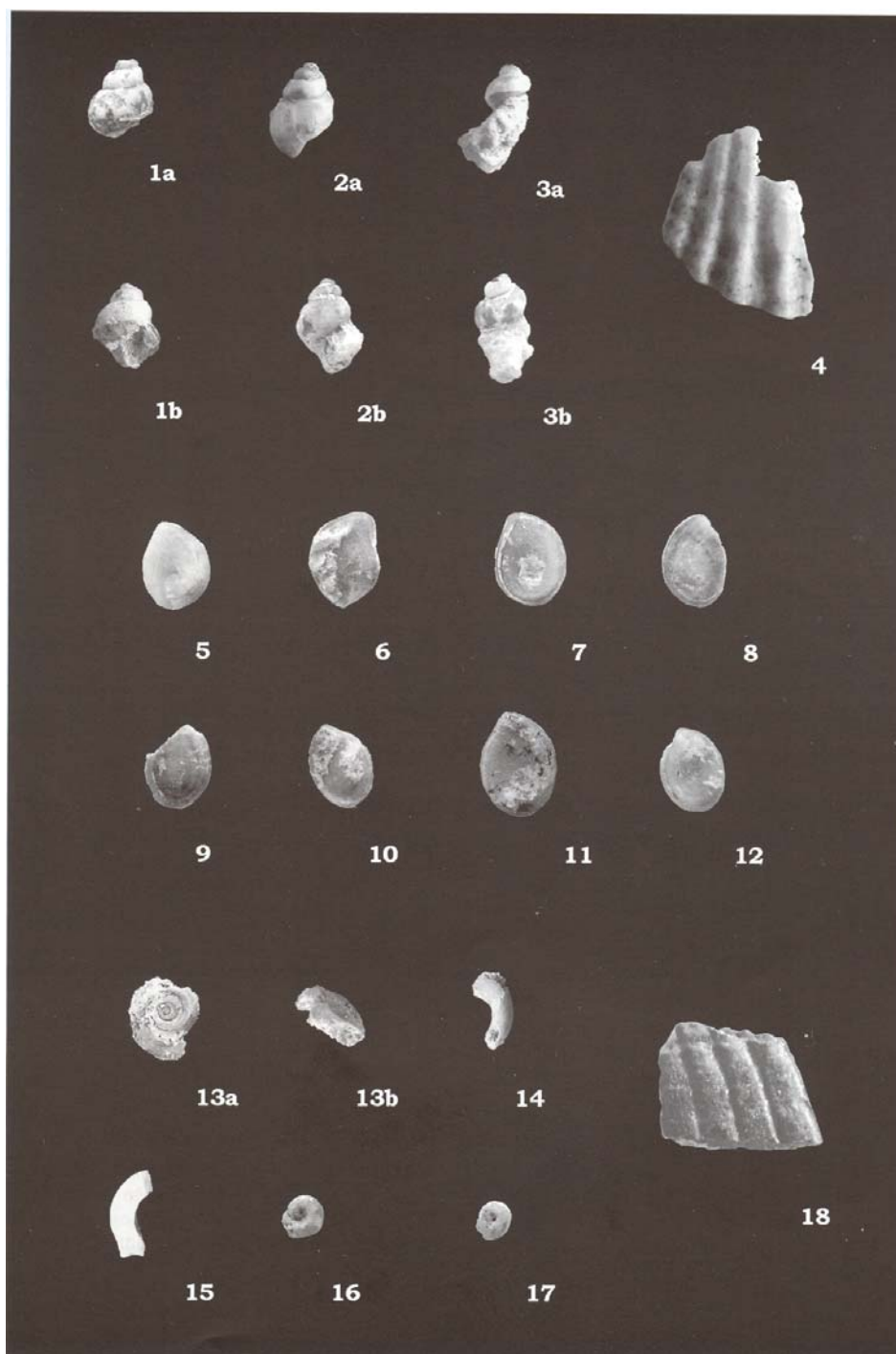


Figura 5.39 – Moluscos da Silveirinha: 1a-b - *Bithynia soaresi* sp. novo (x5). Paratype; 2a-b - *Bithynia soaresi* sp. novo (x5). Holotype; 3a-b - *Bithynia soaresi* sp. novo (x5). Paratype; 4 - *Chlamys* sp. (x7). Fragmento de valva com parte da margem ventral; 5 - *Bithynia soaresi* sp. novo (x4). Vista externa do opérculo; 6 - *Bithynia soaresi* sp. novo (x4). Vista interna do opérculo; 7 - *Bithynia soaresi* sp. novo (x4). Vista externa do opérculo; 8 - *Bithynia soaresi* sp. novo (x4). Vista interna do opérculo; 9 - *Bithynia soaresi* sp. novo (x4). Vista interna do opérculo; 10 - *Bithynia soaresi* sp. novo (x4). Vista interna do opérculo; 11 - *Bithynia soaresi* sp. novo (x4) Vista externa do opérculo; 12 - *Bithynia soaresi* sp. novo (x4). Vista externa do opérculo; 13 a-b - *Gyraulus antunesi* sp. novo (x4). Holotype; 14 - *Gyraulus antunesi* sp. novo (x4) Fragmento da espiral. 15 - *Gyraulus antunesi* sp. novo (x4). Fragmento da espiral; 16 - *Gyraulus antunesi* sp. novo (x7). Fragmento do pináculo mostrando o apex submergido. 17 - *Gyraulus antunesi* sp. novo (x7). Fragmento do pináculo mostrando o apex submergido; 18 - Cardicea gen. sp. indet. (x7). Fragmento de valva (Callapez, 2003).

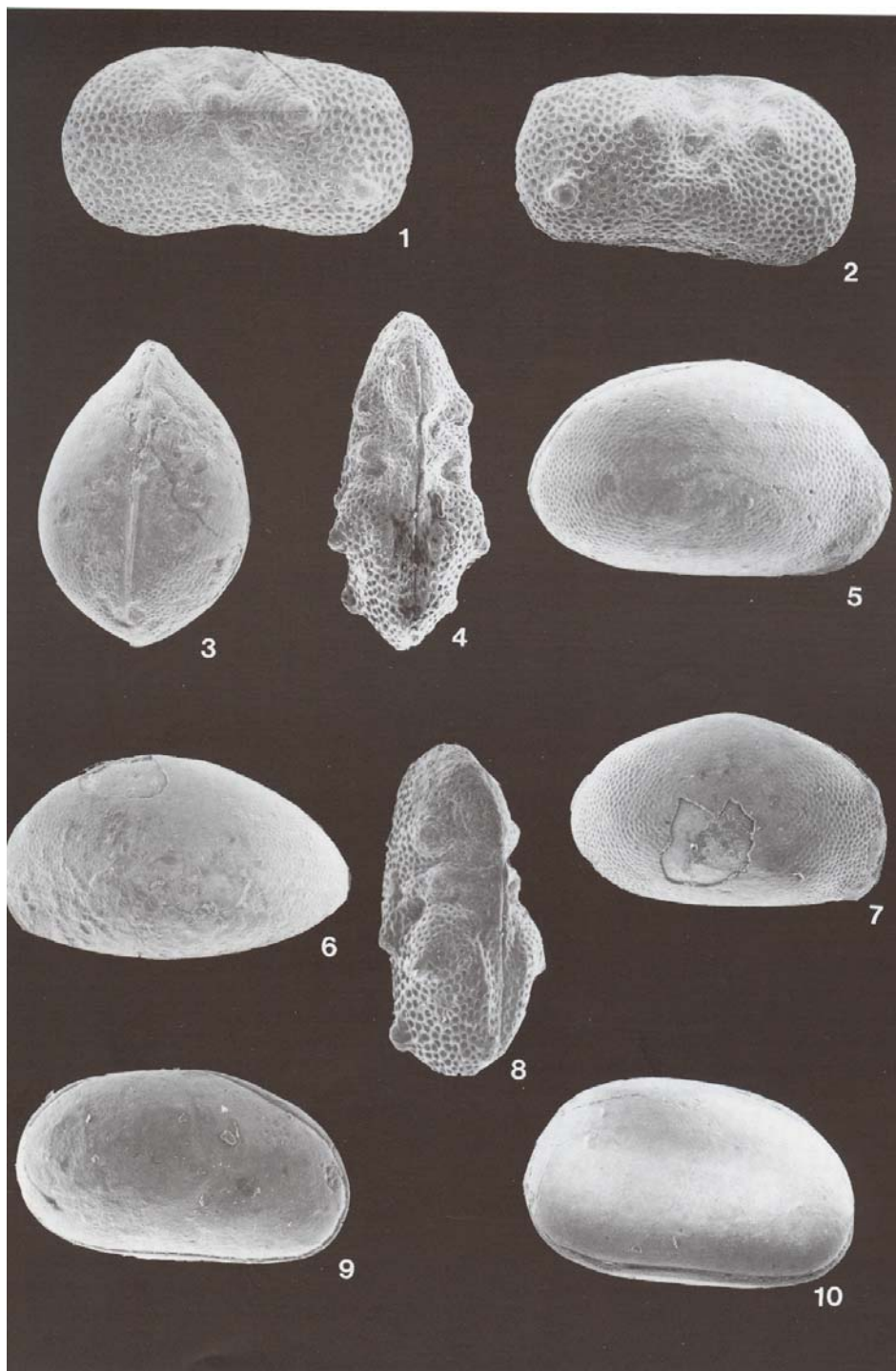


Figura 5.40 – Ostracodos da Silveirinha: 1, 2, 4, 8 - *Iliocypris lusitanicus* n. sp. 3, 5-7 - *Cypris silveirinhaensis* n. sp. 9, 10 - Indet. Cypridacea sp. (Colin & Antunes, 2003).

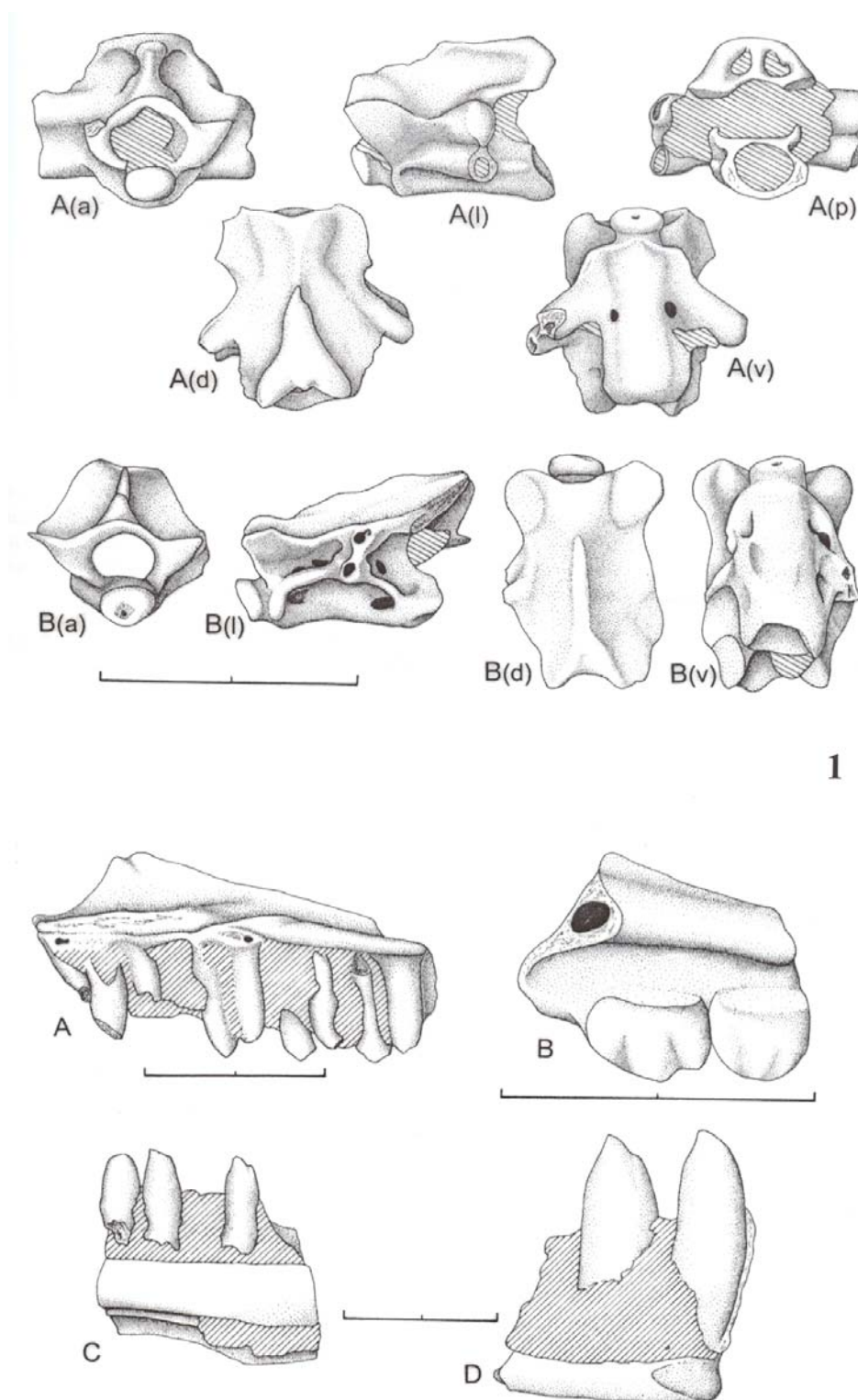


Figura 5.41 – 1 – Anfíbios salamandricos, género e espécies indeterminados de Silveirinha. 2 – Répteis de Silveirinha: A – *Geiseeltaliellus* sp.; B – cf. *Tinosaurus*; C – *Scincomorphan*, género indeterminado; D – *Scincomorphan*, género indeterminado 2. Barra de escala representa 2 mm (Rage & Augé, 2003).

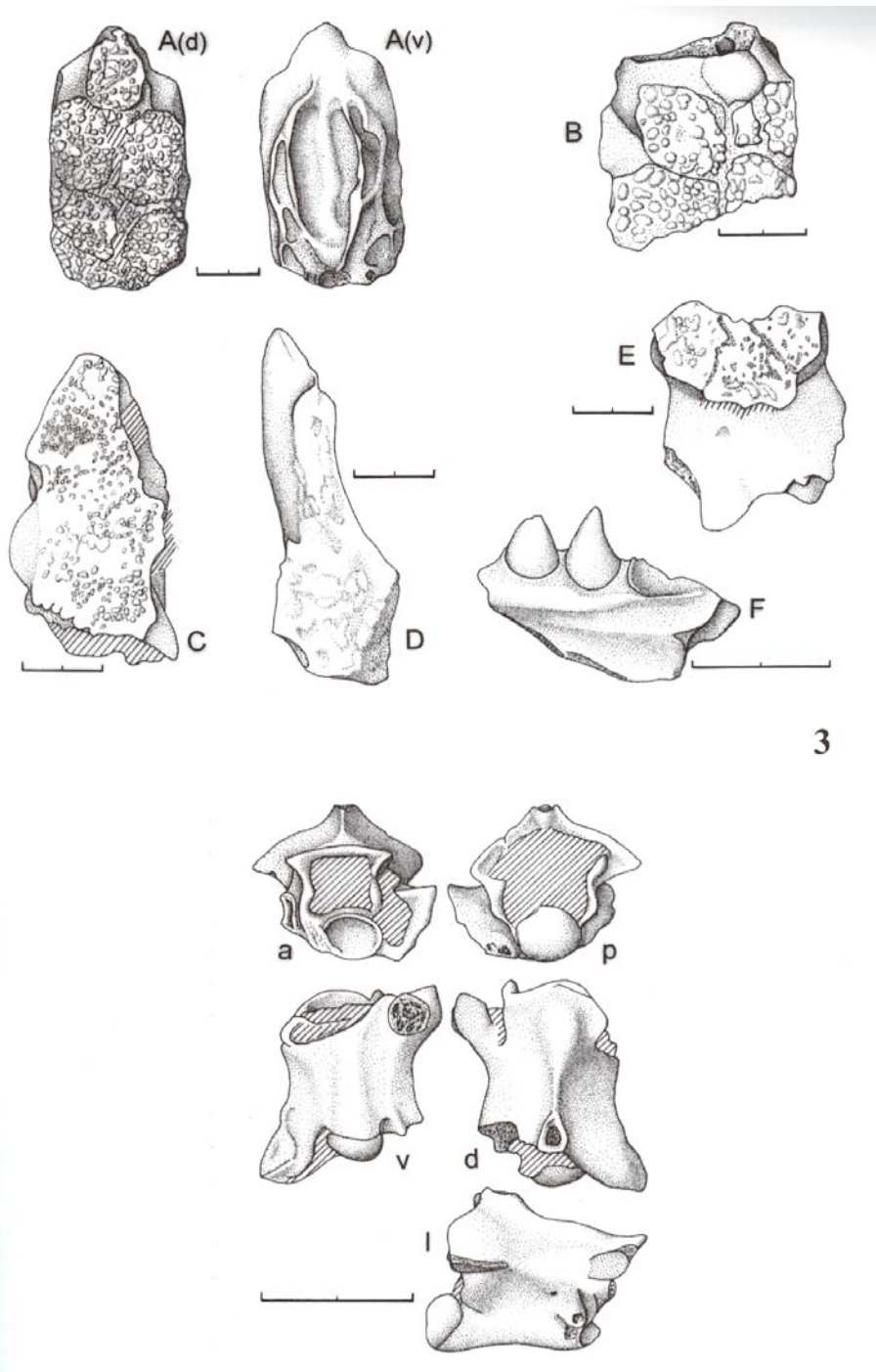


Figura 5.42 – 3 – Lagartos de Silveirinha: A: *Glyptosaurini*, género e espécie indeterminados; B: *Glyptosaurini*, , género e espécie indeterminados C: *Melanosaurini*, cf. *Melanosaurus*. D: *Melanosaurini*, cf. *Melanosaurus*. E: *Melanosaurini*, , género e espécie indeterminados. F: ? *Anguinae*, género e espécie indeterminados; 4 – Cobra Tropidophiid. *Dunnophis matronensis*. Barra de escala representa 2 mm (Rage & Augé, 2003).

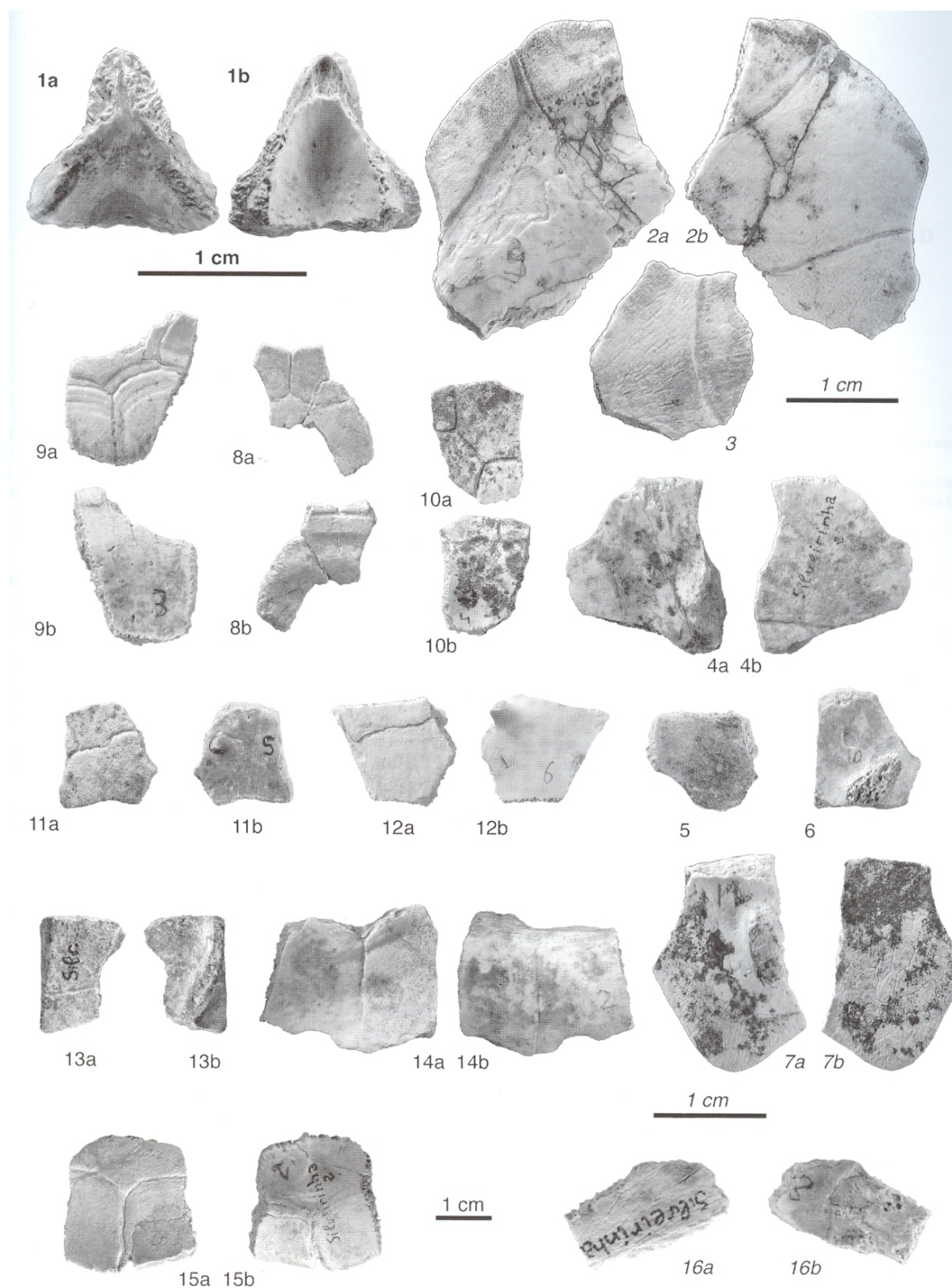


Figura 5.43 – Tartaruga, *Neochelys* sp. de Silveirinha (Broin, 2003).

Formação: Membro de Casalinho de Cima (Formação de Côja)
Unidade alostratigráfica: SLD 7-8
Bacia sedimentar: Bacia do Mondego (NE)
Datação: Eocénico Médio e base do Superior
Espessura máxima: 40 m junto a Celavista
Distribuição geográfica: Tondela, Sobreda, Côja, Góis.
Paleontologia: fósseis vegetais - em Sobreda foi encontrado um fragmento de <i>Cupressinoxylon lusitanensis</i> Vallin; em Naia foram encontrados fragmentos de uma pteridófita, uma antófito e formas não identificadas; Bryophyta, Hepathophyta, Selaginella; Gleicheniaceae; Palmae, Meliaceae e/ou Leguminosae; Fagaceae (<i>Quercus</i> sp), <i>Platycarya</i> sp. (Ver tabela 5.17).
Génese: a sucessão detritica sofreu transporte aquoso, maioritariamente, por carga de fundo. As fácies e as paleocorrentes são indicadoras de deposição por um sistema fluvial com cursos de água entrançados e de baixa sinuosidade. Os vários indicadores de paleocorrentes (paleovales, figuras de canal, estratificação oblíquas planares e côncavas, imbricações de clastos) indicam escoamento para SW e SSW. No Membro de Casalinho de Cima a sedimentação é identificada como tendo sido episódica a partir de correntes aquosas, essencialmente, não canalizadas (mantos de inundação). Os fósseis identificados permitem concluir que o clima seria subtropical a tropical com vegetação localmente desenvolvida constituído por coberto florestal importante o que permitia a ocorrência de biótopos sombrios e húmidos.
Litologias: constituída por arcoses maciças, grosseiras a finas. Os sedimentos organizam-se em corpos tabulares granodrecrescentes e com espessura até 9 m. Sucedendo à base erosiva de cada corpo pode existir uma pavimentação conglomerática (fácies Gm). Os corpos tendem a ser mais espessos para o tecto. O elemento arquitectural mais frequente é o LS (camadas de arenitos laminados). Na área entre Coja e Góis dominam arcoses muito grosseiras; os sedimentos da base apresentam cor verde amarelada, enquanto que os do tecto são arroxeados. Para WNW as fácies tornam-se progressivamente mais finas. Na área entre Tondela e Sobreda predominam arcoses médias e finas, de cor cinzenta e, às vezes, com fósseis vegetais. Cortejo argiloso dominado por esmectite, acompanhada por ilite e escassa caulinite. Os sedimentos basais encontram-se, em vários locais, cimentados por dolomite. O tecto exhibe, localmente, concreções brancas dolomíticas.
Bibliografia: Cunha, P. (2000) – Litostratigrafia do Terciário da região Miranda do Corvo – Viseu (Bacia do Mondego, Portugal). <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 14: 129-140. Cunha, P., (2000) – Palealterações e cimentações nos depósitos continentais terciários de Portugal central: importância na interpretação dos processos antigos. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 14: 145-154.

Tabela 5.15 – Caracterização da Formação de Côja, Membro de Casalinho de Cima.

Formação: Membro de Monteiro (Formação de Côja)
Unidade alostratigráfica: SLD 7-8
Bacia sedimentar: Bacia do Mondego (NE)
Datação: Eocénico Superior e, eventualmente, Oligocénico basal.
Espessura máxima: 30 m
Distribuição geográfica: aldeia de Monteiro, Arganil, Coja
Paleontologia: em Naia foi recolhido um mamífero (<i>Anoplotherium</i> cf. <i>commune</i>) e restos de tartaruga terrestre (<i>Geocheilone</i> sp.). Outros vertebrados: <i>Peratherium cuvieri</i> , <i>Palaeotherium</i> cf. <i>crassum</i> ; <i>Diplobune secundaria</i> ; em Sobreda foi encontrado um fragmento de tronco de <i>Leguminosylon teixeirae</i> Vallin
Génese: a sucessão detrítica sofreu transporte aquoso, maioritariamente, por carga de fundo. As fácies e as paleocorrentes indicam deposição fluvial com cursos de água entrançados e de baixa sinuosidade. Os vários indicadores de paleocorrentes (paleovales, figuras de canal, estratificação oblíquas planares e côncavas, imbricações de clastos) indicam escameamento para SW e SSW. As características do Membro de Monteiro sugerem o escavamento e enchimento de canais e o desenvolvimento de pequenas barras longitudinais em correntes entrançadas e cascalhentas, numa planície aluvial de declive fraco a moderado, com deficiente drenagem. Apresentaria, em determinados momentos, fluxos muito energéticos, testemunhados por blocos graníticos que podem atingir 0,6 m de dimensão, com percurso superior a uma dezena de Km. Paleorelevos quartzíticos, alinhados segundo NW-SE, condicionavam a drenagem que se fazia segundo NNE-SSW. O clima seria mais temperado e seco que o Membro de Casalinho de Cima.
Litologias: predominam arenitos muito grosseiros e conglomerados, de aspecto maciço ou com estruturas indicadoras de transporte trativo: pequenas barras conglomeráticas, sulcos e estratificações entrecruzadas em sulco. A unidade tem, habitualmente, cor verde acinzentada ou esbranquiçada nos níveis mais grosseiros. Possui composição feldspática, a que se associam quantidades significativas de fragmentos líticos. Os sedimentos são mal calibrados e com abundante matriz lútica esmectítica. Os clastos de dimensão superior a areão são de quartzo, quartzo leitoso, fílitó, feldspato potássico e granito (escassos). A unidade corresponde a uma macrosssequência básica granoderecente, com fácies conglomeráticas basais com cor verde acastanhada e amarelada e mais finas para o tecto, arenosas e lúficas. Documentam-se importantes variações laterais na espessura e fácies. Cortejo argiloso predominantemente esmectítico acompanhada de caulinite e illite
Bibliografia: Antunes, M. T. (1986) – Anoplotherium (mammalia, artiodactyla) et Geocheilone (reptilia, testudines) à côja: les vertèbres fossiles et l'éocène supérieur au Portugal. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 8: 99-110. Cunha, P. (2000) – Litostratigrafia do Terciário da região Miranda do Corvo – Viseu (Bacia do Mondego, Portugal). <i>Ciências da Terra (UNL)</i> 14: 129-140.

Tabela 5.16 – Caracterização da Formação de Côja. Membro de Monteiro



Figura 5.44 – Formação de Côja em Carriça. Pode observar-se os dois membros da Formação (Foto João Pais).

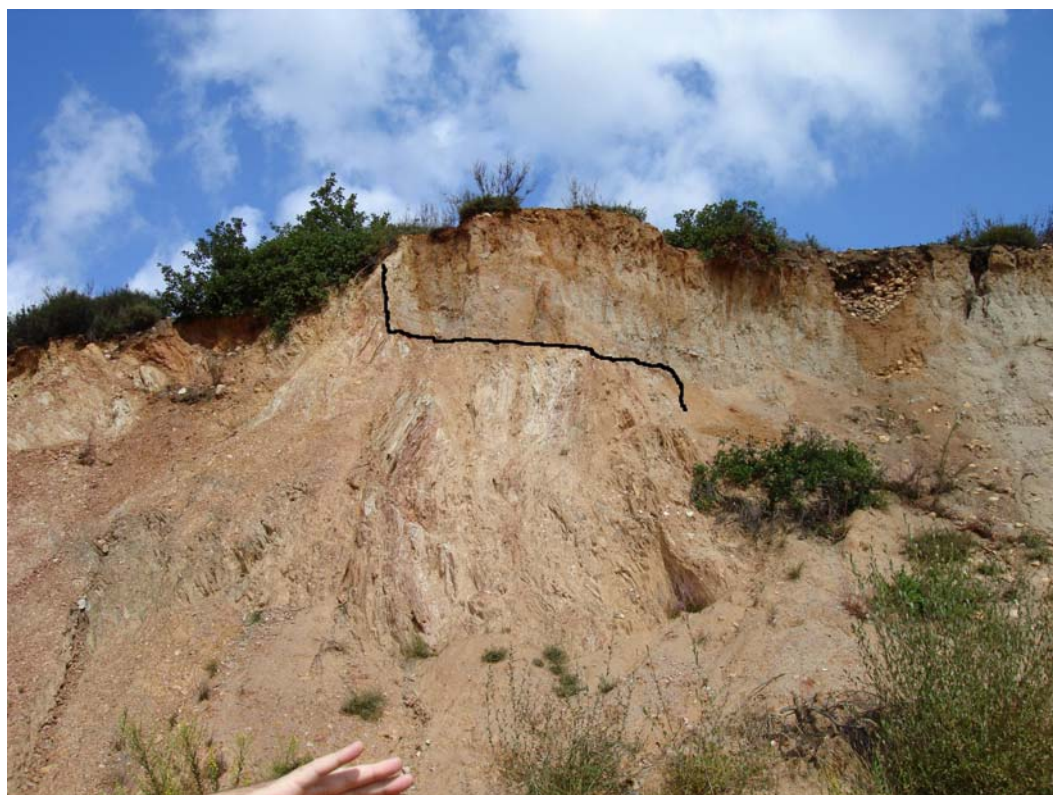


Figura 5.45 – Formação de Côja em Carriça. Contacto entre o Membro do Casalinho de Cima e o Super grupo do Douro (Foto Pais).

	Vegetais	Animais
Membro do Casalinho de Cima	Esporos e Pólenes BRYOPHYTA Sphagnaceae <i>Sphagnum</i> sp. HEPATOPHYTA Ricciaceae <i>Riccia</i> sp. Anthocerothaceae <i>Anthoceros</i> sr. LYCOPHYTA Selaginellaceae <i>Lusatisporis</i> sp. (<i>Selaginella</i> sp.) PTERIDOPHYTA Polypodiaceae <i>Polypodiaceoisporites</i> cf. <i>sculplus</i> KEDVES <i>Polypodiaceoisporites</i> sp. Gleicheniaceae <i>Toripunctisporis</i> sp. Afinidades desconhecidas <i>Undulatisporites</i> sp" CONIFEROPHYT A Arietaceae <i>Pinus</i> tipo <i>haploxylon</i> DOKT. & HREBN. <i>Pinus</i> tipo <i>diploxylon</i> DOKT. & HREB. Cupressaceae <i>Cupressacites</i> sp. ANTHOPHYTA Fagaceae <i>Tricolpopollenites</i> cf. <i>librariansis</i> (TH.) TH. & PFLUG <i>Scabraticolpites microhenrici</i> – (POTONIE) TH.&PF. Salicaceae <i>Scabraticolpites</i> sp. Juglandaceae <i>Triatriopollenites platycaryoides</i> – ROCHE Hamamelidaceae, Labiatae ou Tamaricaceae <i>Retitricolpites rauscheri</i> ROCHE & SCHULER Amaranthaceae/Chenopodiaceae <i>Chenopodipollis</i> sp. Gramineae Palmae <i>Arecipites</i> sp. <i>Racemonocolpites</i> sp. Troncos ANTHOPHYTA Leguminosae <i>Leguminoxylon teixeirae</i> V ALLIN. Meliaceae ou Leguminosae <i>Entandrophragmoxylon</i> sp ou <i>Leguminoxylon schoelleri</i> BOUREAU	Mamíferos <i>Peratherium cuvieri</i> <i>Palaeotherium</i> cf. <i>crassum</i> <i>Palaeotherium magnum</i> Cuvier <i>Anoplotherium</i> cf. <i>commune</i> <i>Diplobune secundaria</i> Tartaruga terrestre <i>Geochelone</i> (s. gen.) sp.
Membro da Monteiro	Troncos silicificados - CONIFEROPHYTA Cupressaceae <i>Cupressinoxylon lusitanensis</i> VALLIN 1966 (<i>Tetraclinis</i> sp.?)	
Bibliografia: Antunes, M. T. (1986) – <i>Anoplotherium</i> (mammalia, artiodactyla) et <i>Geochelone</i> (reptilia, testudines) à côja: les vertébrés fossiles et l'écène supérieur au Portugal. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 8: 87-98. Antunes, M. T (1992) – Contributions to the Eocene palaeontology and stratigraphy of Beira Alta, Portugal: II – New Late Eocene mammalian remnants from Côja (Portugal) and the presence of <i>Palaeotherium magnum</i> Cuvier. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 11: 83-89. Antunes, M. T.; Casanovas, M.; Cuesta, m.; Checa, l.; Santafé, J.; Agusti, J.(1997) – Eocene mammals from Iberian Peninsula. <i>Biochrom'97, Mém. Trav. E.P.H.E.</i> , Inst. Montpellier, 21: 337-352, 2 fig. Pais, J. (1992) – Contributions to the Eocene palaentology and stratigraphy of Beira Alta, Portugal: III – Eocene plant remains from Naia and Sobreda (Beira Alta, Portugal). <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 11: 91-108.		

Tabela 5.17 – Fósseis da Formação de Côja.



Figura 5.46 – Exploração de argilas em Naia (“Cerâmica da Beira”). Localização do tronco de Angiospérmica atribuído a *Entandrophragmoxylon* sp. ou *Leguminoxylon schoelleri* BOUREAU (Pais, 1992).



Figura 5.47 - Tronco de Angiospérmica atribuído a *Entandrophragmoxylon* sp. ou *Leguminoxylon schoelleri* BOUREAU (Pais, 1992).

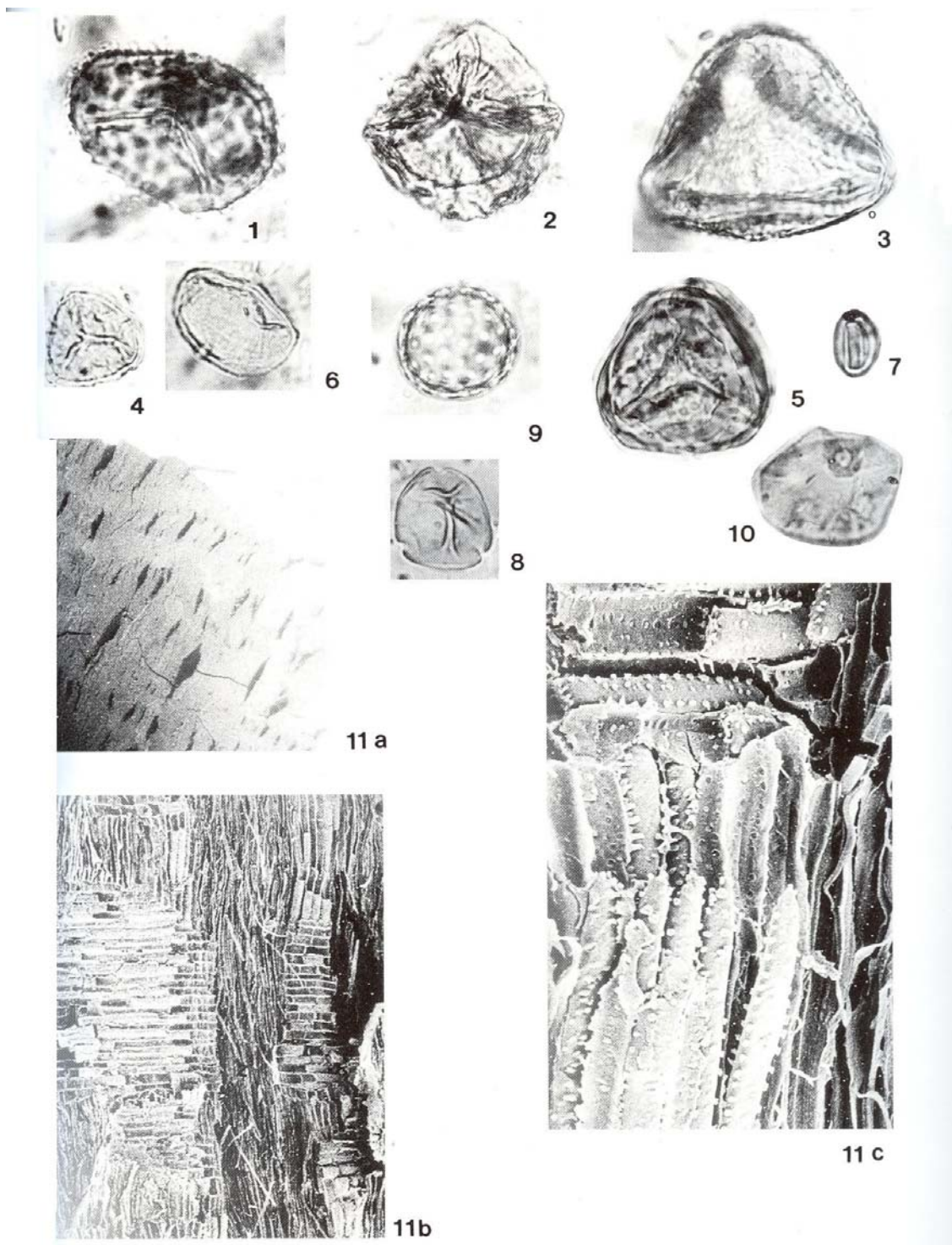


Figura 5.48 – Esporos e Pólenes de Côja – 1 - *Anthoceros* sp., x 1000; 2 - *Lusatisporis* sp., x 1000; 3 - *Torispunctisporis* sp., x 1000; 4 - *Undulatisporis* sp., x1000; 5 - *Polypodiaceoisporites* sp., x 1000; 6 - *Arecipites* sp., x1000 7 - *Tricolpopollenites cf. librarensis* (Thomson) Thomson & Pflug, x 1000; 8 - *Triatriopollenites platycaryoides* Roche, x 1000. 9 - *Chenopodipollis* sp. x 1000; 10 - *Graminidites* sp., x 1000; 11 - *Entandrophragmoxylon* sp. ou *Leguminoxylon schoelleri* Boureau: a) secção transversal, x 100; b) secção radial, x 100; c) secção radial n, células de parênquima com cristais, x 700 (Pais, 1992).

Formação: Formação de Lobão
Unidade alostratigráfica: SLD9-10
Bacia sedimentar: Bacia do Mondego (NE)
Datação: Aquitânico - Tortoniano
Espessura máxima: 5 metros
Distribuição geográfica: Lobão, Tondela
Paleontologia:
Génese: Os sedimentos arenosos resultam de uma rede de canais entrançados que drenava o sector montante de uma planície aluvial, com orientação genericamente para SE, na Bacia do Mondego. Relativamente às Arcoses de Coja, as Arcoses de Lobão reflectem melhor drenagem fluvial atlântica. O Paleoclima seria temperado quente contrastado a tropical.
Litologias: Arcoses muito grosseiras, friável de cor verde alaranjada, com intercalações lutíticas. Os feldspatos são abundantes, estão pouco meteorizados e têm grande dimensão. Os sedimentos são mal calibrados; os maiores clastos são de quartzo, quartzo leitoso e granito. São típicas figuras de canal. Os feldspatos, pouco alterados são muito abundantes e atingem grande dimensão; o cortejo argiloso é constituído por caulinite (abundante) e illite.
Bibliografia:
Cunha, P. (2000) – Litostratigrafia do Terciário da região Miranda do Corvo – Viseu (Bacia do Mondego, Portugal). <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 14: 129-140.

Tabela 5.18 - Caracterização da Formação de Lobão.

Formação: Formação de Campelo
Unidade alostratigráfica: SLD 11
Bacia sedimentar: Bacia do Mondego (NE)
Datação: Tortoniano superior- Messiniano
Espessura máxima: 100 metros
Distribuição geográfica: Lousã, Seia
Paleontologia: não são conhecidos fósseis
Génese: corresponde a leques aluviais situados ao longo de escarpas tectónicas, com drenagem endorreica de sopé. Este episódio tectono – sedimentar marca transformação radical da paisagem: passa-se de vasta drenagem fluvial exorreica (atlântica), numa superfície de declive suave elaborada, fundamentalmente, no soco granítico (plataforma do Mondego), para o início da definição dos volumes montanhosos actuais. Em consequência, a sedimentação arenosa e feldspática da etapa anterior (Formação de Lobão) foi substituída por sedimentação grosseira de sopé, com alimentação a partir de relevos montanhosos predominantemente xistentos.
Litologias: depósitos heterométricos imaturos, com alternância de conglomerados, arenitos e lútitos, geralmente de cor acastanhada e avermelhada. O cortejo argiloso é esmeclítico, com alguma ilite e caulinite. Ao longo da falha de Vêrn – Penacova e do cavalgamento de Lousã – Seia atinge a espessura máxima, é rica de clastos de rochas metassedimentares, quartzo filoniano e quartzito.
Bibliografia: Cunha, P. (2000) – Litostratigrafia do Terciário da região Miranda do Corvo – Viseu (Bacia do Mondego, Portugal). <i>Ciências da Terra (UNL)</i> 14: 129-140.

Tabela 5.19 - Caracterização da Formação de Campelo.

Formação: Membro de Folques (Formação de Campelo)
Unidade alostratigráfica: SLD11
Bacia sedimentar: Bacia do Mondego (NE)
Datação: Tortoniano superior - Messiniano
Espessura máxima: 100 m
Distribuição geográfica: local - tipo – Ravinas na margem direita da ribeira de Folques, a norte do cavalgamento de Lousã – Seia; Arganil
Paleontologia: não são conhecidos fósseis
Génese: o carácter granulocrescente da formação traduz macrosequência básica negativa. Com o afastamento do sopé montanhoso, as fácies adquirem organização típica de fluxos aquosos; nos conglomerados intercalam-se níveis areno – lutíticas; distalmente passa, gradualmente, ao Membro de Arroça.
Litologias: fácies conglomeráticas pouco organizadas, com lenticulas lutíticas intercaladas. Os conglomerados têm suporte clástico (fácies Gm e Gp) e raramente mostram imbricação; de cor vermelha alaranjada, apresentam clastos oriundos dos relevos de soco em soerguimento: filito, metagrauvaques, escasso quartzito e abundante quartzito leitoso, com MPS a atingir 50 cm.
Outros: As camadas lutíticas são exploradas para cerâmica.
Bibliografia:
Cunha, P. (2000) – Litostratigrafia do Terciário da região Miranda do Corvo – Viseu (Bacia do Mondego, Portugal). <i>Ciências da Terra (UNL)</i> 14: 129-140.

Tabela 5.20 - Caracterização da Formação de Campelo, Membro de Folques.

Formação: Membro de Arroça (Formação de Campelo)
Unidade alostratigráfica: SLD11
Bacia Sedimentar: Bacia do Mondego (NE)
Datação: Tortoniano superior - Messiniano
Espessura máxima:
Distribuição Geográfica: local - tipo – barreiro junto à povoação de Arroça, na encosta NW da colina de Santa Quitéria; colina de Buçaqueiro e em Mortágua – Barreiro de Besteiros.
Paleontologia: não são conhecidos fósseis
Génese: a sucessão de sequências básicas aluviais traduz uma evolução granuloderecente, com enriquecimento na fácies fina. Com a aproximação às paleo - escarpas passa-se, gradualmente, a um predomínio de conglomerados (Membro de Folgues)
Litologias: a unidade é essencialmente lútfica, com lenticulas conglomeráticas. Passa, superiormente, por desconformidade, aos conglomerados de Telhada.
Bibliografia: Cunha, P., Pimentel, N. & Pereira, I. (2000) – Assinatura tectono-sedimentar do auge da compressão bética em Portugal: a descontinuidade sedimentar Valasiano terminal – Turoliano. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 14: 61-72. Cunha, P. (2000) – Litostratigrafia do Terciário da região Miranda do Corvo – Visu (Bacia do Mondego, Portugal). <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 14: 129-140.

Tabela 5.2.1 - Caracterização da Formação de Campelo, Membro de Arroça.

Formação: Formação de Telhada
Unidade alostratigráfica: SLD12
Bacia sedimentar: Bacia do Mondego (NE)
Datação: Messiniano - Zancleano
Espessura máxima: 90 m
Distribuição geográfica: área tipo: Telhada – Chapinhreira – Santa Quitéria; aflora em Sacões e Arganil.
Paleontologia: não são conhecidos fósseis
Gênese: corresponde a sedimentação torrencial, em cones aluviais com drenagem endorreica. Inferem-se condições climáticas de tipo mediterrânico, com estações muito contrastadas, a promover forte oscilação freática.
Litologias: conglomerados pouco organizados, com intercalações lutíticas de geometria lenticular; passa, superiormente, por disconformidade, aos Conglomerados de Santa Quitéria. A base desta formação distingue-se geomorfologicamente por um ressalto topográfico. A unidade é quase exclusivamente conglomerática, com fácies Gms (matriz areno lutítica); o MPS atinge valores de 70 cm na base da unidade e 40 cm no tecto. A formação organiza-se verticalmente numa macro sequência. A formação apresenta uma gradual diminuição granulométrica e de espessura, com fácies mais organizadas. Junto das escarpas de falha, é constituído por conglomerados heterométricos com clastos suportados por uma matriz lutítica; distalmente, a diminuição de espessura é acompanhada por passagem a uma alternância de conglomerados e siltitos. Apresentam cor avermelhada devido a matriz argilosa com óxi e hidróxidos de ferro. Predominam clastos de filito e quartzito leitoso. Intercalados nos conglomerados existem lenticulas areno – lutíticas cuja fracção arenosa é quartzosa. O cortejo argiloso apresenta proporções equivalentes de ilite e caulinite, a que se associa goethite.
Bibliografia: Cunha, P. (2000) – Paleoalterações e cimentações nos depósitos continentais terciários de Portugal central: importância na interpretação dos processos antigos. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 14: 145-154. Cunha, P. (2000) – Litostratigrafia do Terciário da região Miranda do Corvo – Viseu (Bacia do Mondego, Portugal). <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 14: 129-140.

Tabela 5.22 - Caracterização da Formação de Telhada

Formação: Formação de Santa Quitéria
Unidade alostratigráfica: SLD13
Bacia sedimentar: Bacia do Mondego (NE)
Datação: Zancleano a Gelasiano
Espessura máxima: 250 m
Distribuição geográfica: estratótipo – Colina de Santa Quitéria, 4 km a norte de Vila de Ceira, afloramento complementar na Portela de Góis.
Paleontologia:
Génese: esta unidade depositou-se num contexto geral de cones aluviais e de sistemas fluviais entrançados drenando para o Atlântico, sendo estes os precursores da rede hidrográfica actual. As fácies são progressivamente mais grosseiras para o tecto, correspondendo a uma macrosssequência negativa que traduz evolução prográdante dos sistemas aluviais. Os depósitos, e o seu substrato, exibem processos de alteração sob condições lixiviantes, compreendendo caulnização e hidromorfismo. O grande desenvolvimento espacial dos sistemas fluviais, o predomínio de clastos muito resistentes à meteorização, a intensa alteração argilosa ocre dos clastos de xisto e o cortejo argiloso com caulinite predominante, permite supor a persistência de mecanismos aquosos num clima temperado quente e húmido.
Litologias: conglomerados heterométricos, rico de clastos de rochas resistentes à alteração e com uma pátina de cor laranja avermelhada, possuindo abundante matriz areno – lutítica de cor ocre a vermelho tijolo. Situados no sopé de importantes cristas quartzíticas (Penedos de Góis, Moradal e da Penha Garcia), que se destacam dos relevos existentes da Cordilheira Centra, estes depósitos constituem vastas planícies culminantes ou lombas de perfil trapezoidal e cimo plano, isoladas pela incisão da rede hidrográfica e a maior altitude de que os terraços fluviais. No sector norte da colina de Portela de Góis, a Formação tem fácies predominantemente conglomeráticas. Inclui sedimentos mal calibrados com blocos arredondados de quartzo, bem como de filito alterado; o MPS atinge 60 cm. Apresenta cor ocre amarelada e é constituída por corpos métricos de conglomerados maciços de suporte clástico, com intercalações lenticulares de arenito médio a fino.
Bibliografia: Cunha, P. (2000) – Litostratigrafia do Terciário da região Miranda do Corvo – Viseu (Bacia do Mondego, Portugal. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 14: 129-140. Cunha, P. (2000) – Paleoalterações e cimentações nos depósitos continentais terciários de Portugal central: importância na interpretação dos processos antigos. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 14: 145-154.

Tabela 5.23 - Caracterização da Formação de Santa Quitéria

5.5.3.2 – Sector SW

Formação: Membro de Vale Furado (Membro I da Formação de Bom Sucesso)
Unidade alostratigráfica: SLD7
Bacia sedimentar: Bacia do Mondego (SW)
Datação: Luteciano inferior – Bartoniano
Espessura máxima: de toda a formação – 70 m
Distribuição geográfica: Vale Furado
Paleontologia: Vários vertebrados (tabela 5.26).
Génese: a deposição terá sido feita em planície fluvial exorreica, mal drenada em clima subtropical com longa estação seca a semi-árido, quente com fase evaporítica.
Litologias: conglomerados, arenito e lutitos avermelhados. Também apresenta níveis concrecionados a tecto das sequências aluviais; estas acumulações correspondem a paleosolos calcários.
Bibliografia: Antunes, M. T. (1986) – <i>Paralophiodon</i> cf. <i>Leptorhynchum</i> (tapiroidea, mammalia) à Vale furado: contribution à la connaissance de l' Éocène au Portugal. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 8: 87-98. Cunha, P. (2000) – Paleoalterações e cimentações nos depósitos continentais terciários de Portugal central: importância na interpretação dos processos antigos. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 14: 145-154.

Tabela 5.24 - Caracterização da Formação de Bom Sucesso, Membro de Vale Furado

Formação: Membro de Felgueira Grande (Membro II da Formação de Bom Sucesso)
Unidade alostratigráfica: SLD8
Bacia Sedimentar: Bacia do Mondego (SW)
Datação: Priaboniano a Chatiano
Espessura máxima: 40 m
Distribuição Geográfica:
Paleontologia: não são conhecidos fósseis
Génese: a deposição terá sido feita em planície fluvial exorreica, mal drenada em clima temperado quente e seco a tropical com longa estação seca (semi-áridéz).
Litologias: arenitos amarelos geralmente grosseiros, às vezes consolidados. Silicificação persistente que afecta o tecto em espessura considerável (1-15 m); designada por tipo Corujeira e já objecto de descrição pormenorizada e interpretação da sequência de processos de alteração meteórica laterizante, com drenagem eficiente mas não exagerada.
Bibliografia: Cunha, P. (2000) – Paleoaalterações e cimentações nos depósitos continentais terciários de Portugal central: importância na interpretação dos processos antigos. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 14: 145-154.

Tabela 5.25 - Caracterização da Formação de Bom Sucesso, Membro de Felgueira Grande



Figura 5.49. – Localização das jazidas de Vale Furado e Felgueira Grande (excerto da Carta Geológica folha 22-D Marinha Grande, escala 1/50 000, (Zbyszewski & Assunção, 1965)

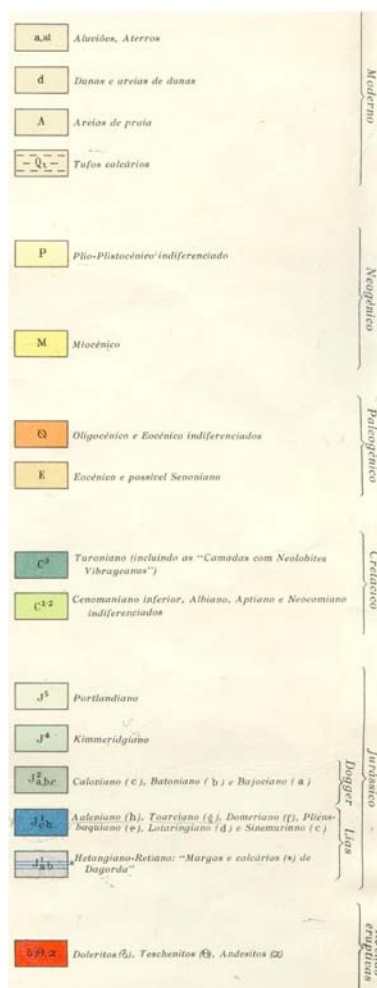


Figura 5.50 – Legenda da Carta Geológica folha 22-D Marinha Grande, escala 1/50 000 (Zbyszewski & Assunção, 1965).



Figura 5.51 – Formação do Bom Sucesso, Feligueira Grande (Foto João Pais)



Figura 5.52 – Formação do Bom Sucesso, Vale Furado (Foto João Pais)

Paralophiodon cf. *leptorhynchum*
Paranchilophus lusitanicus
Anchilophus lusitanicus
 Pequenos mamíferos indeterminados
Iberosuchus cf. *macrodon*
 Outros crocodilianos
 Quelónios

Bibliografia:

- Antunes, M. T. (1975) – *Iberosuchus*, crocodile Sebecosuchien nouveau, l'Eocène ibérique au Nord de la Chaîne Centrale, et l'origine du Canyon de Nazaré. *Comunic. Serv. Geol. Port.*, LIX: 285-330.
- Antunes, M. T. (1986) – *Paralophiodon* cf. *leptorhynchum* (tapiroidea, mammalia) à Vale furado: contribution à la connaissance de l'Éocène au Portugal. *Ciências da Terra (UNL)*, 8: 87-98 1.
- Antunes, M. T. (1995) – On the Equid (Mammalia) from Feligueira Grande, Portugal, *Paranchilophus lusitanicus* (Ginsburg, 1965). Taxonomic status, stratigraphic and paleogeographical meaning. *Comu. Inst. Geol. e Mineiro*, 81: 57-72.
- Antunes, M. T.; Casanovas, M.; Cuesta, M.; Checa, L.; Santafé, J.; Agusti, J. (1997) – Eocene mammals from Iberian Peninsula, *Biochron'97, Mém. Trav. E.P.H.E., Inst. Montpellier*, 21: 337-352.

Tabela 5.26 – Fósseis de Vale Furado

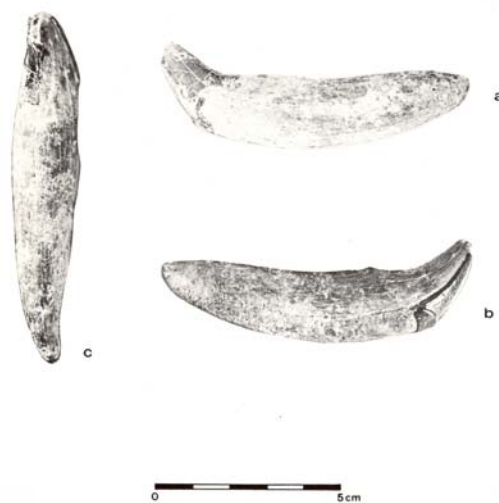


Figura 5.53 – *Paralophiodon* cf. *leptorhynchum*. Canino inferior (Antunes, 1986d).

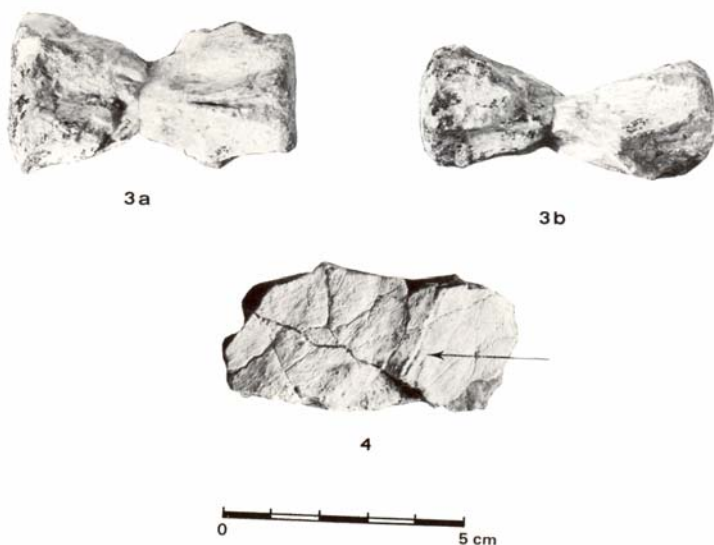


Figura 5.54 – *Anoplotherium* cf. *commune* Cuvier (3a e 3b) vertebra caudal posterior e 4 – *Geochelone* (s. gen.) sp. (Antunes, 1986b).

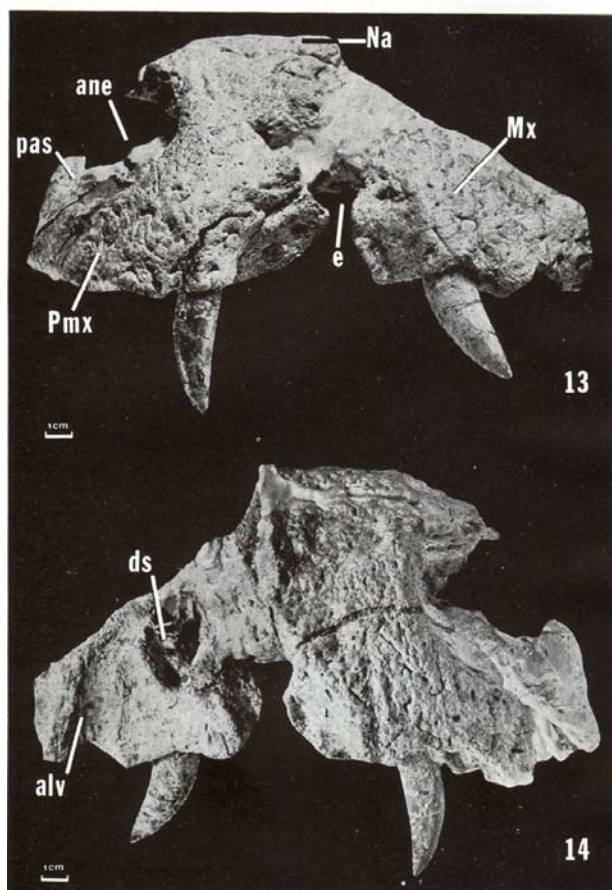


Figura 5.55 – *Iberosuchus macrodon* Antunes. Parte anterior do rosto (13 vista lateral esquerda e 14 vista lateral direita, x 1/2) (Antunes 1975).

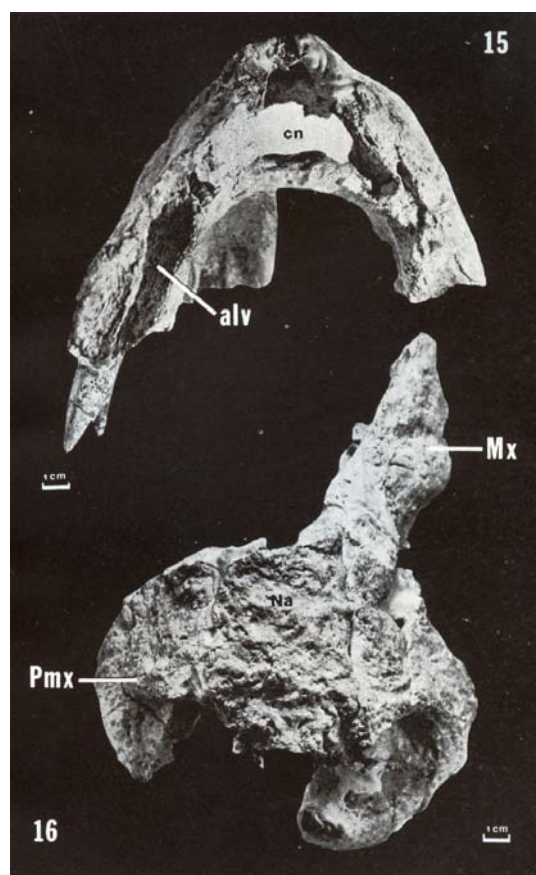


Figura 5.56 - *Iberosuchus macrodon* Antunes (15 vista posterior, x 1/2 e vista superior, x 1/2) (Antunes 1975).

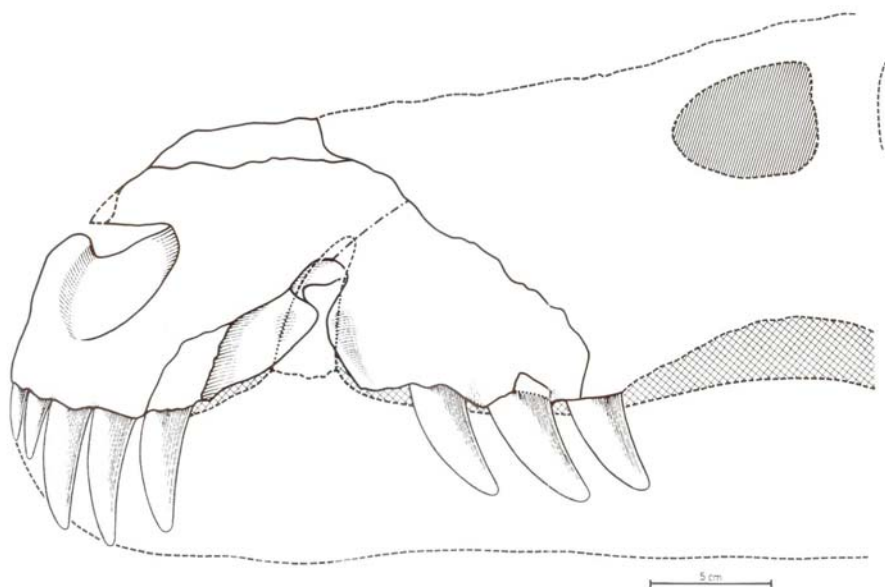


Figura 5.57 - *Iberosuchus macrodon* Antunes. Reconstituição da parte terminal da cabeça esquelética, vista lateral esquerda (Antunes, 1975).

Formação: Formação de Amor
Unidade alostratigráfica: SLD10
Bacia Sedimentar: Bacia do Mondego (NE)
Datação: Burdigaliano – Langhiano.
Espessura máxima: ?
Distribuição Geográfica: região SW de Coimbra.
Paleontologia: mamíferos, aves, répteis, anfíbios, peixes e gastrópodes. (tabela 5.28 e 5.29).
Génese: a primeira associação de fácies regista um subambiente aluvial distal caracterizado por raros canais drenando extensas áreas de inundação. A segunda associação, situada a SW da anterior, regista extensas áreas de sedimentação lacustre e palustre, com marcada expressão sazonal, situadas próximas da costa, e que seriam receptoras de uma drenagem fluvial com funcionamento sazonal, procedente de nordeste e de leste. A mineralogia dos lutos e a natureza das transformações observáveis nas crostas, sugerem a persistência de clima quente e seco, bem como deficiente drenagem e proximidade do nível do mar.
Litologias: conhecida por Grés e Argilas de Amor. Compreende duas associações principais de fácies: lutos espessos (ricos de esmectite), arenitos e raros conglomerados, articulados em sequências granulodecrescente com silcretos a tecto; e lutos verdes, às vezes ricos de concreções calcíficas e bioclastos (conchas e ossos).
Bibliografia: Antunes, M. T. & Mein, P. (1981) – Vertébrés du miocène moyen de amor (Leiria) importance stratigraphique. <i>Ciencias da Terra (UNL)</i> , 6: 169-188. Cunha, P. (2000) Paleoalterações e cimentações nos depósitos continentais terciários de Portugal central: importância na interpretação dos processos antigos. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> 14: 145-154,

Tabela 5.27 - Caracterização da Formação de Amor

Mamíferos:	<p>Mustelidae: Mustelidae indeterminado</p> <p>Artiodactyla: Suidae: <i>Hyotherium soemmeringi</i></p> <p>Cainotheriidae: <i>Cainotherium miocenicum</i></p> <p>Tragulidae: <i>Dorcatherium naui</i></p> <p>Cervidae: Género indeterminado I e II</p> <p>Palaeomerycidae: <i>Palaeomeryx kaupi</i></p> <p>Perissodactyla: Rhinocerotidae: Géneros indeterminados</p> <p>Proboscidea: Gomophotheriidae: <i>Gomophotherium angustidens</i></p> <p>Insectívora: Erinaceidae: <i>Galerix cf. exilis</i></p> <p>Soricidae: <i>Miosorex aff. grivensis</i></p> <p>Logomorpha: Ochotonidae: <i>Lagopsis cf. peñai</i> <i>Prolagus cf. oeningesis</i></p> <p>Rodentia Sciuridae: Género indeterminado Gliridae: <i>Microdyromys koenigswaldi</i> Género indeterminado Cricetidae: <i>Megacricetodon collongensis</i> <i>Fahlbuschia freudenthali</i> (nova espécie) Cf. <i>cricetodon</i> indeterminado</p>
Aves	Ave indeterminada
Repteis	<p>Testudines: Emydidae: Género indeterminado</p> <p>Squamata: Anguidae: Cf. <i>ophisaurus</i> sp.</p> <p>Varanidae: <i>Iberoveranus cf. catalaunicus</i></p> <p>Colubridae: Género indeterminado</p> <p>Crocodylia Família indeterminada</p>

Tabela 5.28 – Fauna de Amor (Miocénico médio, MN5) (Leiria) (Antunes & Mein, 1981).

Anfíbios	Urodela indeterminado Anura indeterminada
Peixes	Teleostomi Cyprinidae indeterminado
Gastrópodes	Pulmonata “ <i>Helix</i> ” diversos
Bibliografia: Antunes, M. T. & Mein, P. (1981) – Vertébrés du miocène moyen de amor (Leiria) importance stratigraphique. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 6: 169-188.	

Tabela 5.29 – Fauna de Amor, (Miocénico médio, MN5) (Leiria) (cont.).

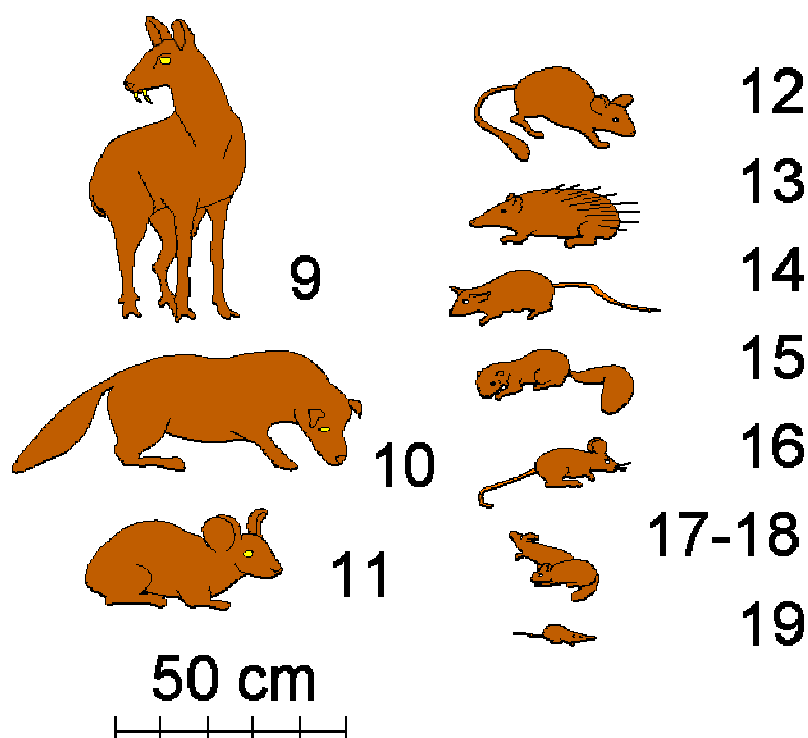


Figura 5.58 – Reconstituição de alguns mamíferos encontrados em Amor: *Micromeryx* sp. (9) *Mustelidae* indet. (10) *Lagopsis penai*. (11) *Armantomys tricristatus* (12) *Galerix exilis* (13) *Falbuschia darocensis* (14) *Heteroxerus grivensis* (15) *Megacricetodon collongensis* (16) *Microdyromys monspelliensis* e *M. complicatus* (17-18) (www.ucm.es/info/paleo/invest/somosag/lista.htm).

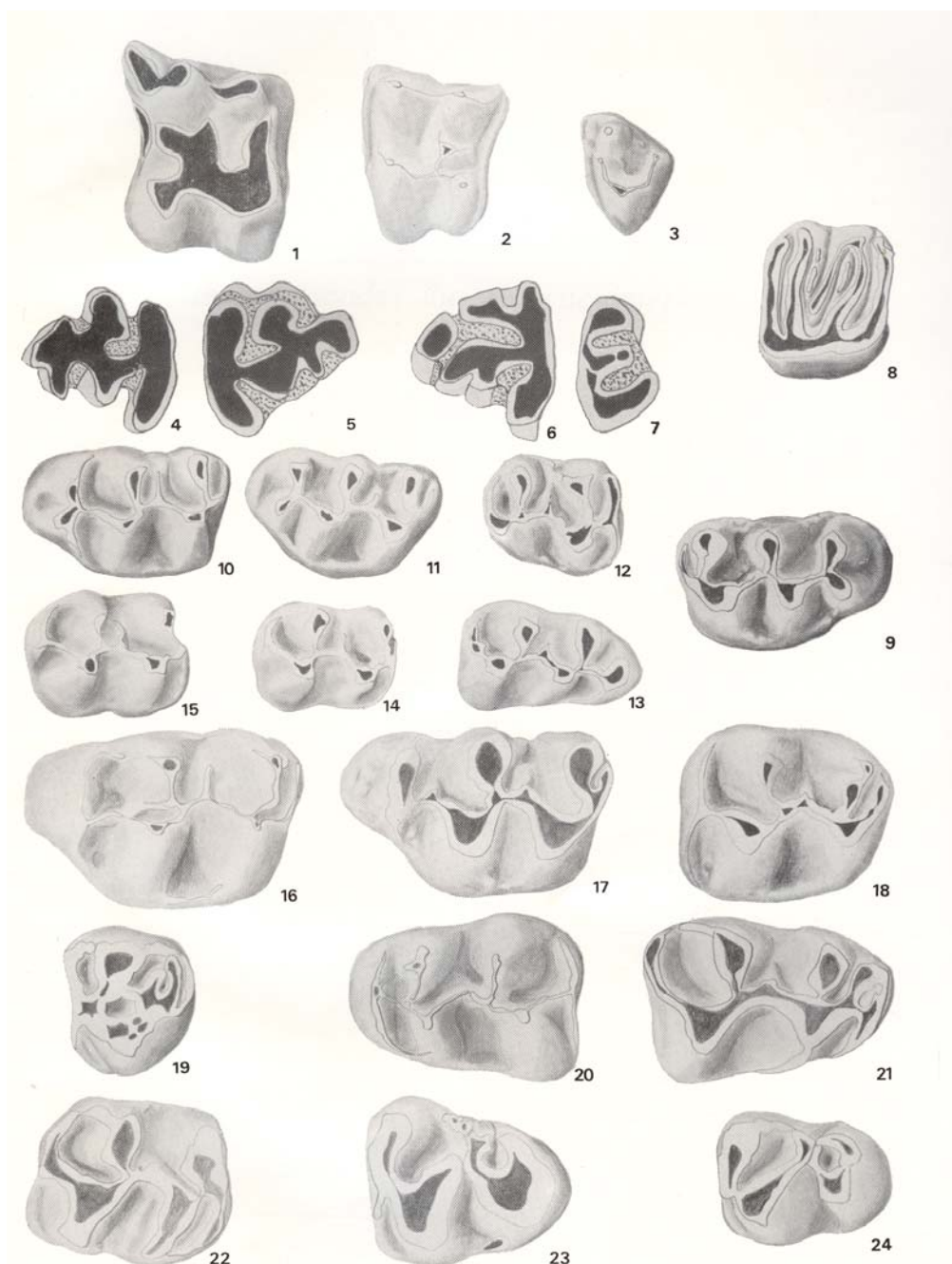


Figura 5.59 – Mamíferos de Amor: 1-3 - *Galerix* ef. *exilis* (BLAINVILLE, 1831); 4-5 - *Lagopsis* ef. *peii* (ROYO, 1928); 6-7 - *Prolagus* ef. *oeningensis* (KÖNIG, 1825) escala das figuras (1-7), x 12,5; 9-15 - *Megacricetodon collongensis* (MEIN, 1958) escala das figuras (9-15), x 25; 16-24 - *Fahlbuschia freudenthali* novo sp. Escala das figuras 16-24, x 25 (Antunes & Mein, 1981).

Formação: Formação do Pombal
Unidade alostratigráfica: SLD 11
Bacia sedimentar: Bacia do Mondego (SW)
Datação: Tortoniano superior- Messiniano
Espessura máxima: ?
Distribuição geográfica: Coimbra, Pombal
Paleontologia: não são conhecidos fósseis
Génese: corresponde a leques aluviais situados ao longo de escarpas tectónicas, com drenagem endorreica de sopé. Este episódio tectono – sedimentar marca uma transformação radical da paisagem: passa-se de uma vasta drenagem fluvial exorreica (atlântica) e numa superfície de suave declive, elaborada, fundamentalmente, no soco granítico (plataforma do Mondego), para o início da definição dos volumes montanhosos actuais. Em consequência, a sedimentação arenosa e feldspática da etapa anterior (Grés e argilas de Amor) foi substituída por sedimentação grosseira de sopé, com alimentação a partir de relevos montanhosos predominantemente xistentos.
Litologias: depósitos heterométricos imaturos, com alternância de conglomerados, arenitos e lutitos, geralmente de cor acastanhada e avermelhada. O cortejo argiloso é esmectítico, com alguma ilite e caulinite. Ao longo da escarpa ocidental da falha de Coimbra – Pombal – Leiria a Formação traduz uma alimentação em formações siliciclásticas (cretácicas e terciárias) do bloco tectónico soerguido, nomeadamente, a partir dos relevos do Maciço de Sicó.
Bibliografia: Cunha, P. (2000) – Paleoaalterações e cimentações nos depósitos continentais terciários de Portugal central: importância na interpretação dos processos antigos. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 14: 145-154.

Tabela 5.30 - Caracterização da Formação de Pombal.

Formação: Formação de Ourém
Unidade alostratigráfica: SLD 11
Bacia sedimentar: Bacia do Mondego (SW)
Datação: Tortoniano superior – Messiniano
Espessura máxima: inferior a 50 m
Distribuição geográfica: canto SE da folha 23-C de Leiria (Miocénico Continental (M))
Paleontologia:
<p>Génese: rubetificação é, no geral, dominante nas fácies areníticas e lutíticas e está associada a composição mineralógica caulinitica - íltica da fracção lutítica. Estas características podem entender-se resultantes de herança de solos anteriores: fersalíticos e/ou ferralíticos gerados sob condições hidrolizantes e siderolíticas, a partir de condições climáticas quentes e húmidas, como se parecem verificar no Valesiano superior na Bacia do Tejo, em Espanha. A actuação do hidromorfismo, a que se pode associar a bioturbação subaérea é responsável pela marmorização nos afloramentos e facilmente observável no contraste granulométrico das litologias finas para grosseiras e/ou microconglomeráticas. Posteriormente, pode ainda ter-se dado a lavagem do ferro ou lixiviação, dando lugar a raiados de cor branca que acompanham normalmente as fendas e/ou diaclases e os traços de raízes. A precipitação do ferro pode também vir a ocorrer, sob forma de oxi-hidróxidos (goetite e/ou hematite), ou sob outras formas mais complexas por hidromorfismo cumulativo em épocas climáticas posteriores. As placas ou finas lenticulas Fe/Mn que ocorrem no corte da Adega Coop. de Ourém, sugerem este processo. Nos conglomerados da região de Outeiros Rachados, a cor ocre homogénea a branca resulta segundo se pensa, de acções supergénicas, mais tardias, por águas ácidas e redutoras, que facilmente aí percolam e atacam o ferro, nos conglomerados, reduzindo-o e mobilizando-o para níveis ou horizontes inferiores.</p> <p>Litologias: os Arenitos de Ourém, caracterizam-se por três associações de fácies, com passagem lateral e gradual de nascente para poente: a primeira, predominantemente conglomerática, ocupa as linhas de cumeeada da região de Outeiros Rachados (vértice geodésico) e representa a associação “proximal”; a segunda, de carácter arenítico – conglomerático, de posição internédia, ocorre a sul e nascente de Caxarias; a terceira, considerada já “distal”, é representada por fácies areno – lutíticas e desenvolve-se para oeste do meridiano de Caxarias. Toda a unidade possui cor característica avermelhada, homogénea, especialmente na fácies lutítica. Ao longo de fendas e diaclases, observam-se, normalmente, manchas alongadas e esbranquiçadas, devido à lixiviação do Ferro. As fácies conglomeráticas apresentam tom amarelo-torrado que, na área de Outeiros Rachados, tem cor esbranquiçada. A marmorização é mais frequente nas fácies areno – lutíticas, que as faz confundir com a base dos arenitos da Ota. Em termos argilosos caracteriza-se pela presença de caulinite – ílite com domínio da caulinite. Pode apresentar interstratificações de ílite – esmectite.</p> <p>Bibliografia:</p> <p>Barbosa, B. (1995) – <i>Alostratigrafia e litostratigrafia das unidades continentais da Bacia Terciária do Baixo Tejo – Relações com o eustatismo e a Tectónica</i>. Dissertação de doutoramento Univ. de Lisboa, 253 p.</p>

Tabela 5.3.1 – Caracterização da Formação de Ourém.

Formação: Formação de Carnide, Roussa; Barracão
Unidade alostratigráfica SLD 13
Bacia sedimentar: Bacia do Mondego (SW)
Datação: Zancleano – Gelasiano
Espessura máxima: ?
Distribuição geográfica: abrange o sector central da folha 23-A da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50000 (Complexo do Barracão)
Paleontologia: os Arenitos de Carnide em Senhora da Vitória (S. Pedro de Muel) com moluscos marinhos, gastrópodes termófilos, foraminíferos e nanofósseis [zona de Martini (1971) NN16 (<i>Discoaster tamalis</i> CN12a, Bukry (1973) equivalente do Placenciano inferior ($\approx 3\text{Ma}$)] (ver tabela 5.33). A jazida de Vale de Freixo é rica em gastrópodes marinhos (ver Tabelas 5.34 e 5.35).
Génese: ambiente litoral, de pequena profundidade, parálico, de fraca energia hidrodinâmica. Os táxones presentes apontam para clima com condições tropicais ou subtropicais com temperaturas mais elevadas que as registadas actualmente na costa W portuguesa.
Litologias: <i>Arenitos de Carnide</i> - É constituído por areias com clastos de composição essencialmente quartzosa, muscovítica e feldspática, com matriz caulinitica – ílitica. Existe um conglomerado de base com calhaus de composição quartzítica (essencialmente) dolerítica e basáltica. O contacto com as formações subjacentes: é marcado por uma superfície de erosão, localizada a cotas próximas dos 110 m.
<i>Areias Conglomeráticas da Ilha e Areias da Roussa</i> – Nas proximidades da povoação de Ilha, o Arenito de Carnide é sobreposto por uma unidade de areias grosseiras (espessura máxima próxima dos 7 m), pouco micáceas e com elevada concentração de seixos quartzosos rolados e achatados; A cotas idênticas, mas perto da povoação de Roussa de Cima, assenta, em conformidade, no <i>Arenito de Carnide</i> , um cordão de areias finas, bem calibradas, com estruturas entrecruzadas e curvilíneas e com matriz caulinitica, que apresenta desenvolvimento NE-SW ao longo de cerca de 10 km, largura máxima de 2 km e espessura variável. A colocação a cotas semelhantes da base das areias da Ilha e da base das areias da Roussa faz supor tratar-se de equivalentes laterais.
<i>Argila do Barracão</i> - A passagem dos níveis arenosos anteriormente referida à unidade sobrejacente (Argila do Barracão) é feita por uma superfície de ferruginização ou carapaça ferritizada, atingindo às vezes espessura de 5 cm (Alto do Marinho), ou por um nível decimétrico areno – pelítico com <i>galet mous</i> de argila cinzenta (Outeiro da. Ranha. e Vale do Feto). As argilas do Barracão correspondem a corpos lenticulares de argilas policromáticas (negras, cinzentas e brancas),
Bibliografia: Cachão, M. (1990) – Posicionamento Biostratigráfico da Jazida Pliocénica de Carnide (Pombal). <i>Gaia</i> , 2: 11-16. Cachão, M. (1995) – <i>Utilização de Nanofósseis Calcários em Biostratigrafia, Paleoceanografia e Paleoeecologia: Aplicações ao Neogénico do Algarve (Portugal) e Mediterrâneo Ocidental (ODP 653) e à problemática de Cocolithus pelagicus</i> . Tese Dout. Univ. Lisboa, 356 p. Pacheco, F. & Matias, R. (2003) – Caracterização tecnológica preliminar da fracção < 63 µm de uma unidade arenosa do Complexo do Barracão a Norte da falha de Roussa (Pombal). <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , nº esp V: F117-F120

Tabela 5.32 - Caracterização da Formação de Carnide, Roussa e Barracão.



Figura 5.60 – Argilas do Barracão (foto João Pais).



Figura 5.61 – Argilas do Barracão (foto João Pais).



Figura 5.62 – Formação de Carnide em Vale de Freixo (foto João Pais).



Figura 5.63 – Pliocénico na praia do Azeche (foto João Pais).

Nanofósseis calcários	<i>Coccolithus pelagicus</i> <i>Helicosphaera carteri</i> <i>Helicosphaera sellii</i> <i>Pseudoemiliana lacunosa</i> <i>Calcidiscus leptoporus</i> <i>Braarudosphaera bigelowi</i> <i>Pontosphaera</i> spp. <i>Syracosphaera</i> spp. <i>Discoaster</i> sp. <i>Discoaster asymmetricus</i> <i>Discoaster brouweri</i> <i>Discoaster aff surculus</i> <i>Discoaster tamalis</i> <i>Discoaster variabilis</i>
Gastrópodes	<i>Strioterebrum reticulare</i> <i>Cypraecassis (Cypraecassis) testiculus</i> <i>Marginella (Marginella) misae</i> FORLI & DELL'ANGELO, 2000 <i>Marginella (Marginella)</i> sp. <i>Acanthina cancellata</i> <i>Distorsio (Rhysema) tortuosa</i> (Borson, 1821) <i>Amalda (B.) glandiformis elongata</i> (DESHAYES, 1830) <i>Ficus condita</i> (BRONGNIART, 1823)
Bibliografia: Cachão, M. (1990) – Posicionamento Biostratigráfico da Jazida Pliocénica de Carnide (Pombal). <i>Gaia</i> , 2: 11-16. Silva, C. M., (2003) – Posicionamento estratigráfico da malacofauna pliocénica marinha de Portugal. Implicações paleoceanográficas. <i>Ciências da terra (UNL)</i> , nº esp. V: A154 – A157.	

Tabela 5.33 – Fósseis da região de Carnide

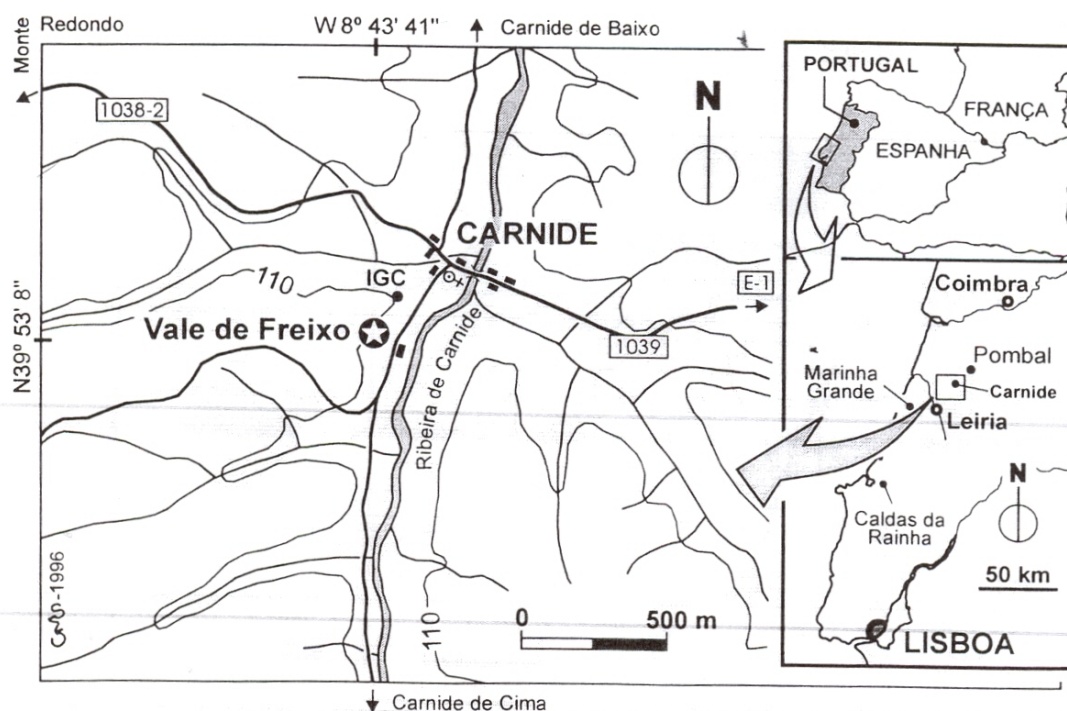


Figura 5.64 – Localização da jazida de Vale de Freixo. Legenda: IGC – Jazida da Igreja de Carnide (Silva, 2001).

Bittium (B.) *reticulatum* (DA COSTA)
Petalonchus (M.) *intortus* (LAMARCK)
Calyptrea (C.) *chinensis* (LINNAEUS)
Alvania cancelata (DA COSTA)
Marshallora aff. *adversa* (MONTAGU)
Odostomia (M.) *unguiformis* (LAMARCK)
Acmea (T.) *virginea* (MÜLLER)
Lunatia macilenta (PHILIPPI)
Gibberula aff. *philippii* (MONTEROSATO)
Tornus (T.) *subcarinatus* (MONTAGU)
Cerithiopsis aff. *tubercularis* (MONTAGU)
Cylindrina cylindracea (PENNANT)
Chauvetia minima (MONTAGU)
Emarginula (E.) *fissure* (LINNAEUS)
Bela scalariformis (BRUGNONE)
Natica sp. (*raropunctata* SASSI + *euclestica* FONT.)
Cingula (h.) *vitrea* (MONTAGU)
Diodora (D.) *italica* (DEFrance)
Nassarius cotteri *Ringicula* (R.) *buccinea* (BROCCHI)
Pyrgocythara sp.
Neverita olla (DE SERRES)
Circulus striatus (PHILIPPI)
Epitonium turtonis (TURTON, 1819)
Turritella (*Toculoidella*) *varicose* (BROCCHI)
Raphitoma cordieri (PAYRAUDEAU)
Solariella (S.) *cincta* (PHILIPPI, 1836)
Nassarius aff. *musivus* (BROCCHI)
Calliostoma (A.) *miliare* (BROCCHI)
Eulima subulata (DONOVAN)
Clanculus (C.) *corallinus* (GMELIN)
Cancellaria (B.) *cancellata* (LINNAEUS)
Nassarius semistriatus (BROCCHI)
Teinostoma (S.) *woodi* (HORNES)
Turbonilla rufa (PHILIPPI)
Nassarius chmpanyoi (FONTANNES)
Nassarius pyrenaicus (FONTANNES)
Tomus (T.) *rxcalliferus* (SACCO)
Andonia bonellii (BELLARDI & MICHELOTTI)
Acteon tornatilis (LINNAEUS)
Scissurella (S.) *costata* D'ORBIGNY
Retusa (R.) *truncatula* (BRUGUIÈRE)
Turbonilla internodula (WOOD)
Clavatula (C.) aff. *gradata* (DEFrance)
Tornus (T.) *basiglabra* (FEKIH & GOUGEROT)
Tenagodus (T.) *obtus* (SCHUMACHER)
Bolma rugosa (LINNAEUS)
Capulus (C.) *ungaricus* (LINNAEUS)

Bibliografia:

Silva, C. M., (2001) – *Gastrópodes Pliocénicos Marinhos de Portugal – Sistemática, Tafonomia, Paleoeologia, Paleobiogeografia*. Dissertação de Doutoramento, Univ. de Lisboa: 747 p.

Tabela 5.34 – Gastrópodes presentes na jazida de Vale de Freixo, Formação de Carnide (Pliocénico, Pombal) (Silva, 2001).

<p> <i>Erato (E.) voluta</i> (MONTAGU) <i>Trivia (T.) sphaericulata</i> (LAMARCK) <i>Alvania punctura</i> (MONTAGU) <i>Nassarius pliomagnus</i> (SACCO) <i>Melanela (B.) lactea</i> (GRATELOUP) <i>Nassarius cicumcinctus</i> (ADAMS) <i>Nassarius strobelianus</i> (COCCONI) <i>Mitrella (M.)</i> cf. <i>subulata</i> (BROCCHI) <i>Rhizorus acuminatus</i> (BRUGUIÈRE) <i>Philine scabra</i> (MÜLLER) <i>Philine catena</i> (MONTAGU) <i>Basisulcata simplex</i> (BRONN) <i>Cerithium (G.) varicosum</i> (BROCCHI) <i>Caecum (C.) imperforatum</i> (KANMACHRER) <i>Nassarius clathratus</i> (BORN) <i>Cantharus (P.)</i> aff. <i>dorblgnyi</i> (PAYRAUDEAU) <i>Alvania semistriata</i> (MONTAGU) <i>Amaea (A.) coppii</i> (DE BOURY) <i>Narona (S.) varicosa</i> (BROCCHI) <i>Cytharella</i> cf. <i>rugosíssima</i> (BRUGNONE) <i>Tornidae</i> indet. <i>Pyramidellidae</i> indet. <i>Epitoniidae</i> indet. <i>Turridae</i> indet. <i>Nassariidae</i> indet. <i>Naticidae</i> indet. </p>
<p> Bibliografia: Silva, C. M., (2001) – <i>Gastrópodes Pliocénicos Marinhos de Portugal – Sistemática, Tafonomia, Paleoecologia, Paleobiogeografia</i>. Dissertação de Doutoramento, Univ. de Lisboa: 747 p. </p>

Tabela 5.35 – Gastrópodes presentes na jazida de Vale de Freixo, Formação de Carnide (Pliocénico, Pombal) (Silva, 2001) (cont.).

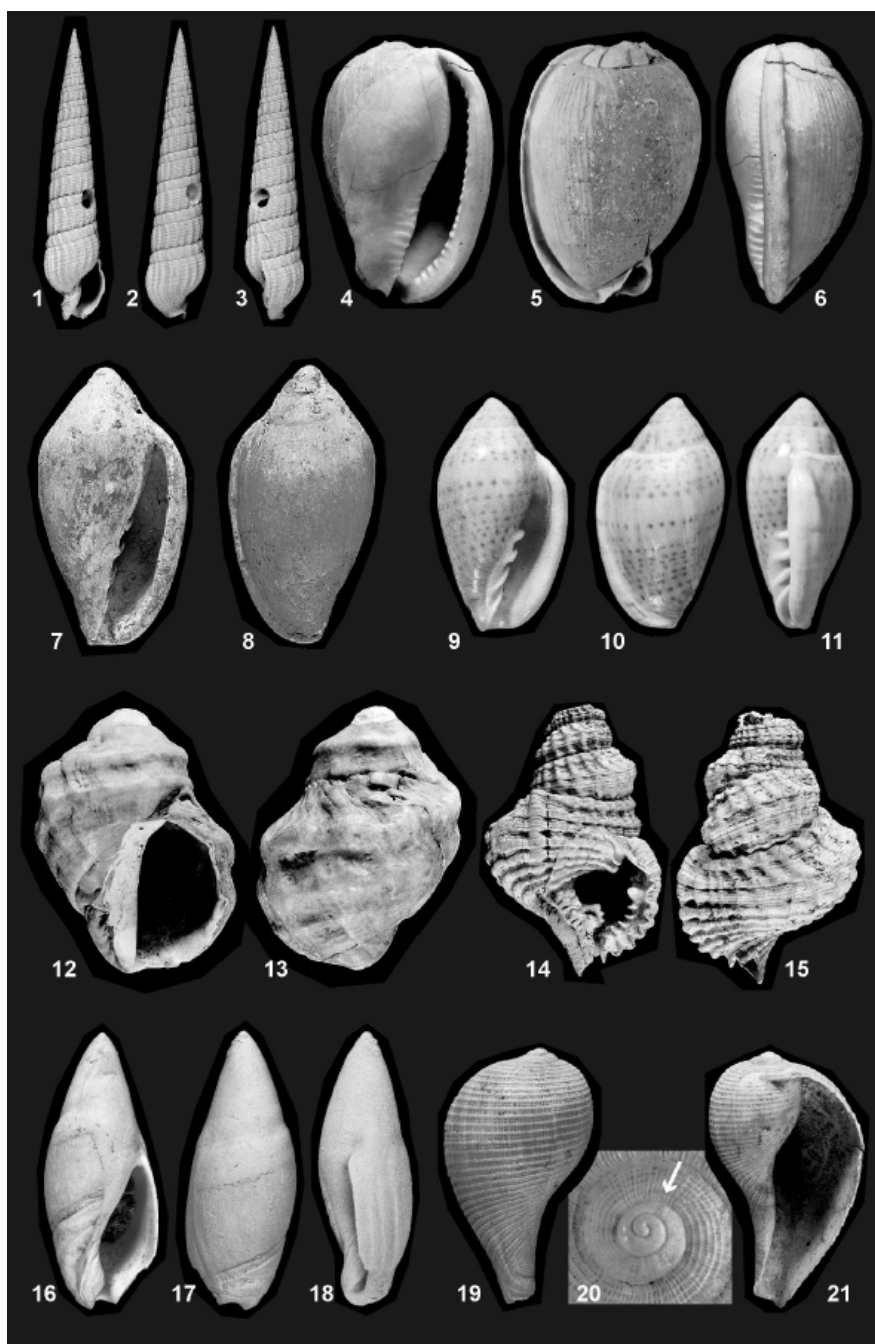


Figura 5.65 – Gastrópodes termófilos do Pliocénico de Pombal, Portugal (Jazidas: VFX – Vale do Freixo; IGC – Igreja de Carnide; NAD – Nadadouro): 1-3 – *Strioterebrum reticulare* (Sacco, 1891) VFX, A=51,6 mm, col. Museu Nacional de História Natural da Univ. Lisboa; 4-6 – *Cypraeacassis (Cypraeacassis) testiculus* (L., 1758), VFX, A= 48,3 mm; 7-8 – *Marginella (Marginella) misae* Forli & Dell’Angelo, 2000, VFX. A= 42,7 mm; 9-11 – *Marginella (Marginella) sp.*, VFX, A= 17,3 mm; 12-13 – *Acanthina cancellata* (Bellardi, 1882), IGC, A= 59,2 mm, col. Museu do Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa; 14-15 – *Distorsio (Rhysema) tortuosa* (Borson, 1821), VFX, A= 41,0 mm, Col. B. Landau; 16-18 – *Amalda (B.) glandiformis elongata* (Deshayes, 1830), NAD, A= 37,2 mm; 19-21 – *Ficus condita* (Brongniart, 1823), VFX, A= 37,0 mm (Silva, 2003).

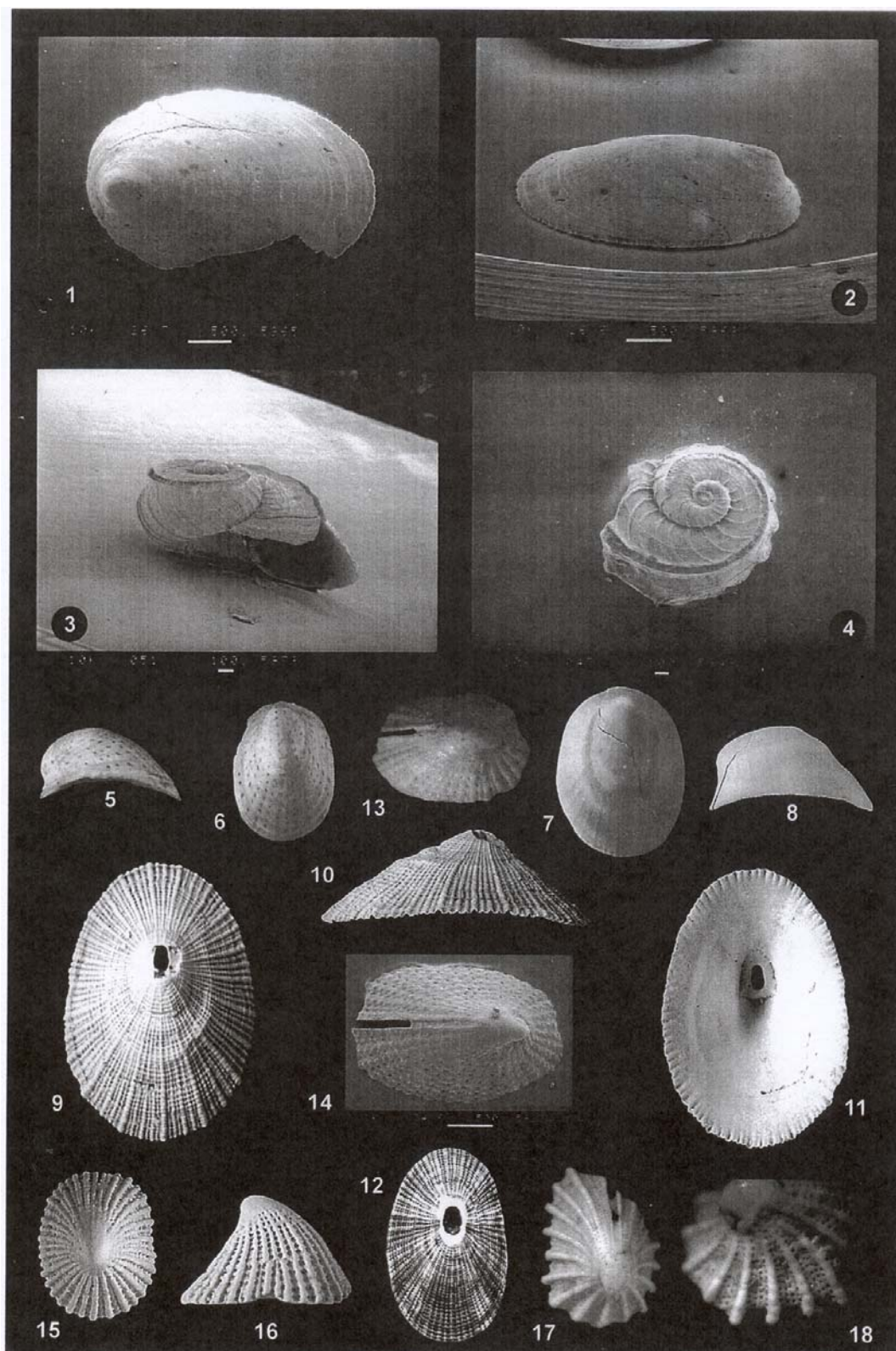


Figura 5.66 – Gastrópodes de Vale de Freixo (Pliocénico): 1-2 - *Acmaea* (*Tectura*) *virginea* (MÜLLER, 1776) escala gráfica: 500 µm; 3-4 - *Scissurella* (*Scissurella*) *costata* (D'ORBIGNY, 1824) escala gráfica: 100 µm; 5-6 - *Helcion* (*Ansates*) *pellucidum* (LINNAEUS, 1758) C = 10,0 mm; 7-8 - *Helcion* (*Ansates*) *pellucidum* (LINNAEUS, 1758) C = 15,0 mm; 9-11 - *Diodora* (*Diodora*) *itailca* (DEFRANCE, 1820) C = 32,0 mm; 12 - *Diodora* (*Diodora*) *itailca* (DEFRANCE, 1820) C = 19,2 mm; 13 - *Emarginula* (*Emarginula*) *sp.* C = 1,9 mm; 14 - *Emarginula* (*Emarginula*) *sp.* C = 2,1 mm; 15-16 - *Emarginula* (*Emarginula*) *fissura* (LINNAEUS, 1758) C = 10,0 mm; 17-18 - *Emarginula* (*Emarginula*) *aff. punctura* (WOOD, 1848) C = 2,6 mm (Silva, 2001).

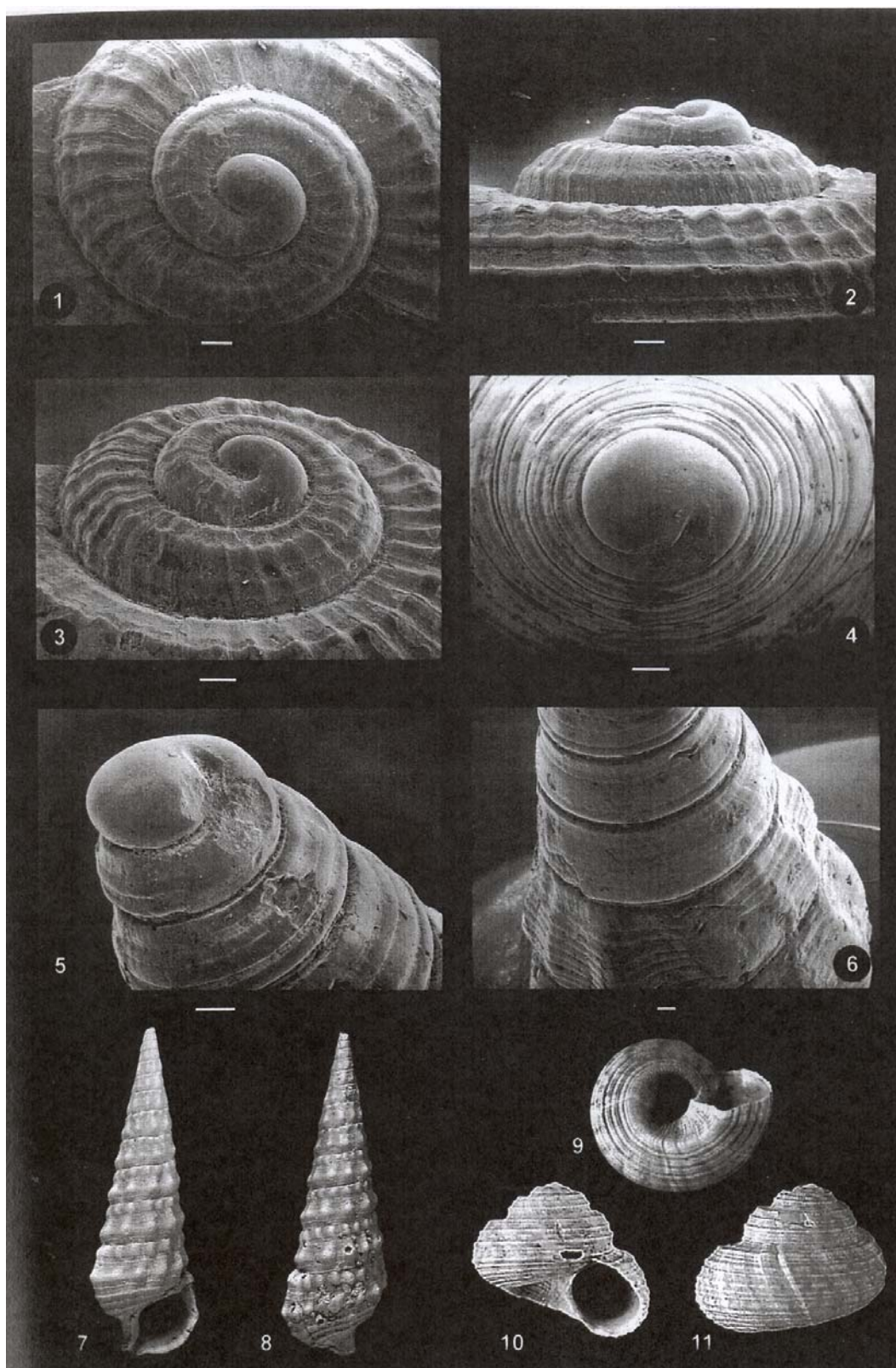


Figura 5.67 - Gastrópodes de Vale de Freixo (Pliocénico): 1-3 - *Solariella cincta* (PHILIPPI, 1836) escala gráfica: 100 μ m; 4-6 - *Cerithium* (*Theridium*) *varicosum* (BROCCHI, 1814) escala gráfica: 100 μ m; 7-8 - *Cerithium* (*Theridium*) *varicosum* (BROCCHI, 1814) A = 45,8 mm; 9-11 - *Solariella cincta* (PHILIPPI, 1836) A = 45,8 mm (Silva, 2001).

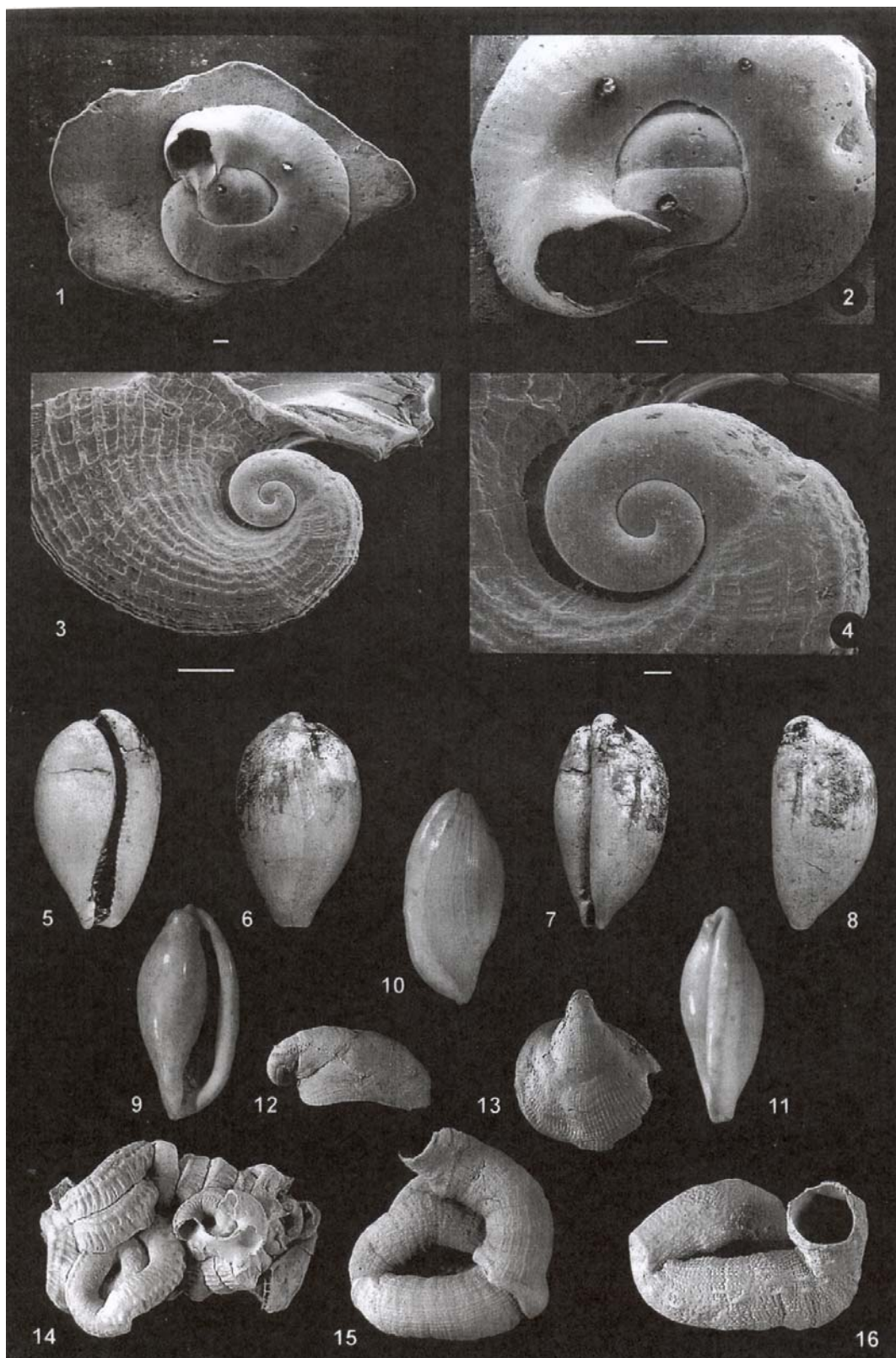


Figura 5.68 – Gastrópodes de Vale de Freixo (Pliocénico): 1-2- *Petalconchus (M.) glomeratus* (LINNAEUS, 1758) escala gráfica: 100 μ m; 3-4 - *Capulus (Capulus) ungaricus* (LINNAEUS, 1758) 1 - escala gráfica: 500 μ m; 2 - escala gráfica: 100 μ m; 5-8 - *Schilderia flavicula* (LAMARCK, 1810) A = 37 mm; 9-11 - *Neosimnia spelta* (LINNAEUS, 1758) A = 9,3 mm; 12-13 - *Capulus (Capulus) ungaricus* (LINNAEUS, 1758) D = 16,2; 14 - *Petalconchus (M.) glomeratus* (LINNAEUS, 1758) dimensão máx. = 24,1 mm; 15 - *Serpulorbis arenaria* (LINNAEUS, 1758) dimensão máx. = 245,4 mm; 16 - *Serpulorbis arenaria* (LINNAEUS, 1758) dimensão máx. = 24,8 mm (Silva, 2001).



Figura 5.69 – Gastrópodes de Vale de Freixo (Pliocénico): 1-2 - *Ficus condita* (BROGNIART, 1823) A = 39,1 mm; 3 - *Ficus condita* (BROGNIART, 1823) A = 37 mm; D = 22,1 mm; 4-5 - *Cymatium (Monoplex) distortum* (BROCCHI, 1814) A = 25,1 mm; 6-7 - *Distorsio (Rhysema) tortuosa* (BORSON, 1821) A = 41 mm; 8-9 - *Cerithiopsis* aft. *tubercularis* (MONTAGU, 1803) A = 3,5 mm; 10-11 - *Epitonium turtonis* (TURTON, 1819) A = 16 mm; 12-13 - *Epitonium* aff. *pseudoscalare* (BROCCHI, 1814) A = 29,9mm; Aa = 6,8 mm; 14-16 - *Epitonium* aff. *pseudoscalare* (BROCCHI, 1814) A = 19,5 mm (Silva, 2001).

5.6 – Bacia do Baixo Tejo

5.6 – Bacia Cenozóica do Baixo Tejo

5.6.1 – Localização

A Bacia Cenozóica do Baixo Tejo (BBT) ocupa uma área de cerca de 12000 km², que corresponde praticamente, em termos regionais, às províncias do Ribatejo e boa parte do Alentejo. A bacia diferencia-se claramente das regiões limítrofes pela forma, estruturação e geologia. A Bacia Baixa do Tejo é simétrica da Bacia do Alto Tejo, situada no centro da Ibéria.

A BBT estende-se do litoral da região de Lisboa – Península de Setúbal até para lá da fronteira espanhola perto de Castelo Branco (Beira Baixa) (fig. 5.70).

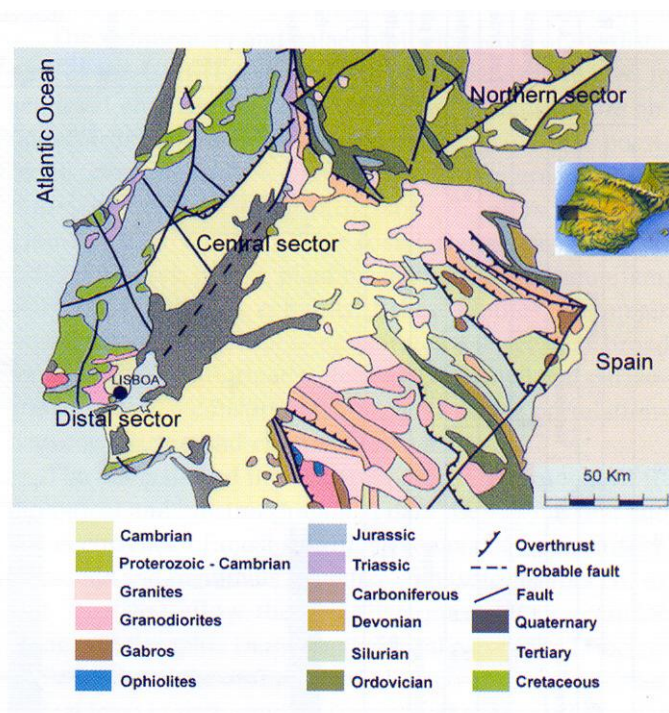


Figura 5.70 – Localização da Bacia Baixa do Tejo sector distal, sector intermédio (central) e sector proximal (Northern) (INETI, 2000).

O limite a N e NE, quase coincide com o limite dos metassedimentos paleozóicos da Zona Centro Ibérica, com os granitóides, migmatitos e metassedimentos pré-câmbrios da Zona de Ossa Morena e situa-se próximo do início das elevações da Cordilheira Central, da Meseta Sul. A W e NW contacta através de falhas inversas e cavalgamentos com unidades mesozóicas do Maciço Calcário Estremenho. A nascente e a sudeste, os depósitos da BBT, pouco espessos e retalhados, dispersam-se na peneplanície alentejana sobre o soco metassedimentar da Zona de Ossa Morena, que aflora em pequenas janelas. A S e SW confina

com a bacia de Alvalade; os relevos paleozóicos de Senhor das Chagas e de Belverde (Alcácer do Sal) separam as duas bacias. O registo sedimentar da BBT tem espessuras que variam de 300 a 1200 m e integra, essencialmente, sedimentos siliciclásticos continentais, que se distribuem, especialmente, pela margem esquerda do Tejo.

5.6.2 – Evolução e enchimento

Podem reconhecer-se três sectores distintos nesta bacia:

- Sector distal a sudoeste, correspondente às regiões de Lisboa e da península de Setúbal, com relação de proximidade com o oceano (fig. 5.72);
- Sector intermédio, no Ribatejo e Alto Alentejo, com fácies continentais e alguns episódios salobros correspondentes aos mais elevados níveis eustáticos marinhos (fig. 5.109);
- Sector proximal, a norte da Beira Baixa, que ultrapassa a fronteira entre Portugal e Espanha, somente com fácies continentais (fig. 5.112).

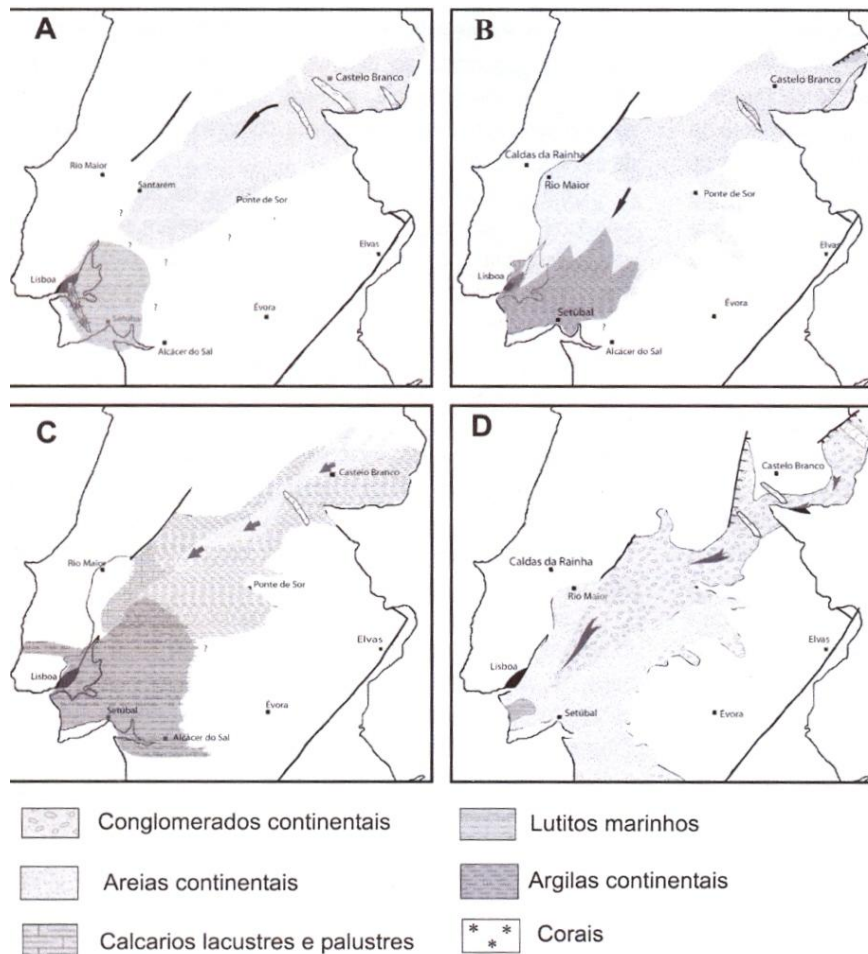


Figura 5.71 – Mapas paleogeográficos respeitante ao (A) Aquitaniano; (B) Burdigaliano sup.; (C) Serravaliano a Tortonian inf.; (D) Placenciano da bacia do Baixo Tejo (Pais, 2004).

5.6.2.1 – Sector distal da Bacia do Baixo Tejo (Regiões de Lisboa e Península de Setúbal)

No Paleogénico a BBT funcionou em regime endorreico. No Aquitaniano inferior houve abertura ao oceano; na região de Lisboa – Península de Setúbal a sedimentação passou a dar-se na interface oceano/continente, com oscilações da linha de costa dependentes das variações do nível do mar e dos efeitos da tectónica. Aparentemente, a primeira entrada do mar fez-se do sul, originando um golfo estreito e pouco penetrativo, com uma barreira de corais orientada N-S, estendendo-se desde, pelo menos, a região de Belverde até Lisboa. Durante o Burdigaliano o mar terá galgado a frente ocidental entre Lisboa e o Espichel. A Arrábida constituiu uma ilha desde a sua elevação no Burdigaliano superior (~ de 17 Ma). A penetração do mar na bacia definiu golfos mais ou menos extensos conforme o nível do mar, a taxa de subsidência e os acarreios sedimentares (Pais & Dias, 2006).

O registo sedimentar neste sector distal (fig. 5.72) está relacionado com as variações do nível do mar. Bons dados biostratigráficos podem ser obtidos nos depósitos continentais e costeiros. É possível correlacionar níveis com foraminíferos planctónicos e mamíferos, bem

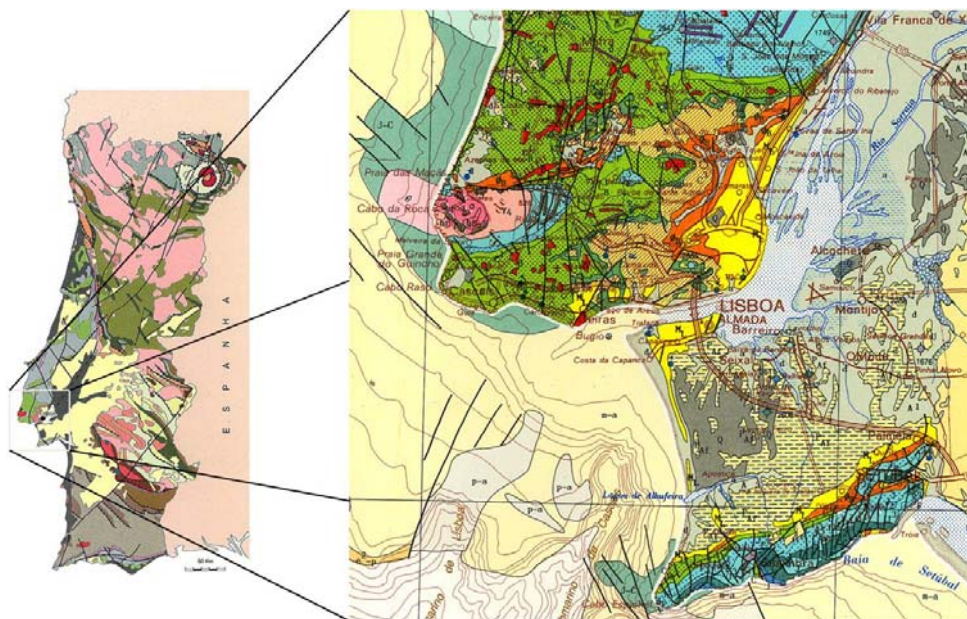


Figura 5.72 – Localização do Sector distal da Bacia do Baixo Tejo (adaptado de Pais, 2004).

como obter idades isotópicas (K/Ar em glauconites, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em conchas de lamelibrânquios - ostras e pectinídeos). A riqueza em fósseis – dinoflagelados, pólenes, macrorrestos de plantas, foraminíferos, nanoplâncton calcário, ostracodos, moluscos, equinodermes, peixes, répteis e mamíferos bem como isótopos de O e C, fornecem dados úteis para interpretações,

reconstituições ambientais e paleogeográficas e também para estabelecimento de correlações entre depósitos marinhos e continentais. A análise e integração de grande quantidade de dados litológicos e biostratigráficos tal como a primeira e última ocorrência dos grupos de foraminíferos, ostracodos e mamíferos mais significativos, juntamente com idades isotópicas (K/Ar e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$), permitiu estabelecer o enquadramento cronostratigráfico para a parte distal da Bacia do Baixo Tejo e definir dez sequências deposicionais, em parte concordantes com ciclos eustáticos de terceira ordem de Haq *et al.*, (1987).

Durante o Miocénico, a evolução climática também foi caracterizada. No mar prevaleciam condições tropicais. No Burdigaliano superior e Langhiano a temperatura atingiu o máximo, tornando-se similar à actual do golfo da Guiné. Mais tarde, a temperatura desceu, tornou-se similar à que hoje existe nas águas marroquinas. As faunas e floras continentais apontam para alternância de episódios húmidos e secos, o mais seco deu-se no Langhiano (Antunes & Pais, 1984).

No Pliocénico, ocorreu regressão generalizada. Depósitos fluviais (areias de Santa Marta) atingiram a Península de Setúbal sobrepondo-se a superfície marinha erodida do Tortonian. Uma pequena transgressão ocorreu no litoral oeste das bacias do Baixo Tejo (Península de Setúbal) e do Mondego, fazendo entrar águas salobras na Península de Setúbal. Depositaram-se então, argilas com gesso e com macrorrestos de vegetais, ostreídeos e *Dreissena* (Pais, 2004).

Conglomerados de cor esbranquiçada (Conglomerados de Belverde) com clastos arredondados de quartzo e quartzito, alguns eolizados, cobriram as areias do Placenciano da Península de Setúbal. Esses conglomerados contêm artefactos pré-acheulense que apontam para idades perto do limite Plio-Plistocénico. Nesta altura, grande parte da BBT ficou preenchida de sedimentos. Quase só na Península de Setúbal continuaram a existir condições para se acumularem depósitos de leques aluviais (Formação de Marco Furado), em grande parte alimentados a partir da Serra da Arrábida e de relevos mais a Sudeste. Houve processos de desenvolvimento de crostas ferruginosas (tabela 5.36).

Idade provável	Formação	Unid. alostratigráfica
Plistocénico a Gelasiano	F. de Marco Furado	SLD14
Gelasiano a Placenciano	F. de Belverde	SLD13
Placenciano a Zancliano	F. Santa Marta	SLD13
Tortoniano a Aquitano	Unidades de Cotter 1956	SLD9-10
Chataniano a Luteciano	F. de Benfica	SLD7-8

Tabela 5.36 – Principais unidades do sector distal da BBT.

5.6.2.1.1 – Sequências deposicionais

Sequências deposicionais (SD) para o sector distal da Bacia Cenozóica do Baixo Tejo

Antunes *et al.* (1998) caracterizaram inicialmente oito sequências deposicionais – A, B0, B1, B2, L1, S1, S2, e T (fig. 5.73). Mais tarde, a distinção de associações de fácies consideradas de sub-ambientes sedimentares (infralitoral a circalitoral, litoral e estuarino submareal, planícies intermareais ou supramareais, e fluvial distal) permitiu correlação mais fina entre os diferentes sectores (Antunes *et al.*, 2000c) (fig. 5.74). Foram redefinidas as sequências deposicionais do Aquitaniano e do Tortoniano e datadas com maior precisão. Assim a sequência anteriormente designada por SD-A foi dividida em SD-A1 e SD-A2 bem como a SD-T foi dividida em SD-T1 e SD-T2 resultando em dez ciclos transgressivos/regressivos reconhecidos para este sector da Bacia Cenozóica do Baixo Tejo. As últimas duas não foram suficientemente caracterizados devido à pobre exposição e escassez de marcadores biostratigráficos.

As descontinuidades que limitam as sequências deposicionais foram datadas por Antunes *et al.* (2000c) (tabela 5.37).

SD – A1	23 Ma
SD – A2	21 Ma
SD – B0	20 Ma
SD – B1	19 Ma
SD – B2	17,8 Ma
SD – L1	16,4 Ma
SD – S1	15,3 Ma
SD – S2	12,7 Ma
SD – T1	11,6 Ma
SD – T2	< 10 Ma

Tabela 5.37 – Idade das sequências deposicionais (Antunes *et al.* 2000a)

Sequência deposicional A1 (Aquitano)

Litostratigrafia

Os sedimentos desta sequência estão incluídos na divisão I de Cotter (Cotter, 1956). Sobrepõem-se à Formação de Benfica atribuída ao Paleogénico, ao Cretácico ou ao “Complexo Vulcânico de Lisboa – Mafra”. Nalguns locais, a parte superior da Formação de Benfica (Paleogénico) parece passar gradualmente à parte inferior do Miocénico marinho mas, noutros, a passagem faz-se por disconformidade ou por discordância angular.

A SD A1 inicia-se por conglomerados que passam superiormente a depósitos margosos e a calcários com coraliários seguidos por lignitos e areias glauconíferas (Choffat, 1950; Cotter, 1956). Corresponde à 1ª, 2ª e 3ª zona da “Assentada I”, conforme a descrição de Cotter (1956) (Legoinha, 2001). Parece confinar-se a Lisboa.

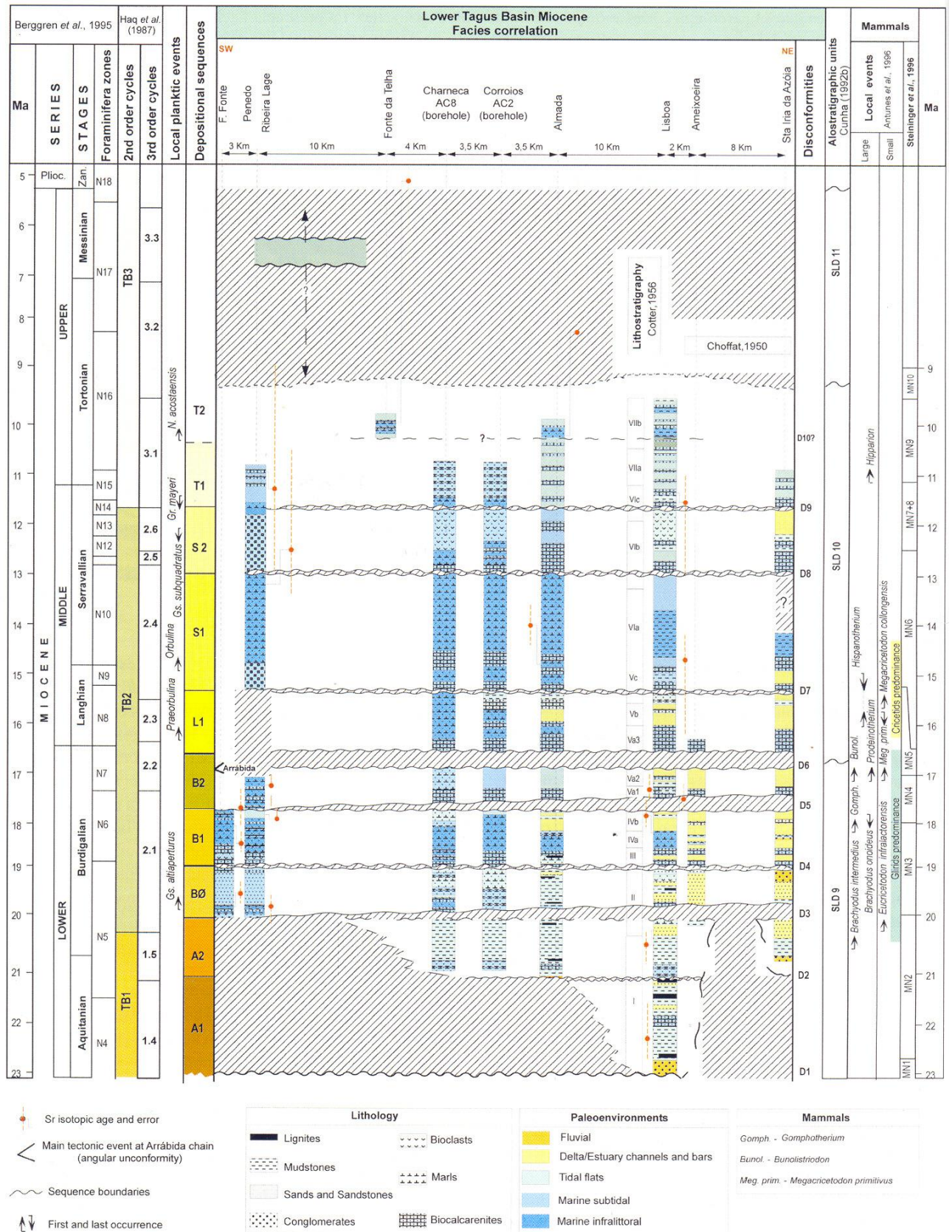


Figura 5.73 – Enquadramento estratigráfico do Miocénico do sector distal da Bacia do Baixo Tejo (Antunes *et al.*, 2000c).



Figura 5.74 – Correlação entre os cortes e sondagens desde o sector da Foz da Fonte – Ribeira das Lages (Península de Setúbal) até à região de Lisboa (Antunes et al., 2000c).

Biostratigrafia

Ostracodos indicam idade aquitaniana; *Aurila (C.) peypouqueti* e *Hermanites ruggierii* são exclusivos da divisão I (Nascimento, 1988, 1990, 1993).

Idades isotópicas

Datações de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Parque Eduardo VII) deram o resultado de 22.3 (+0.4-0.7) Ma. Análises K/Ar de glauconites forneceram valores entre 19 e 24 Ma.

Sequência deposicional A2 (Aquitaniano superior – Burdigaliano inferior)

Litostratigrafia

Constituída por sedimentos do topo da divisão I, correspondendo às 4^a e 5^a zonas (Cotter, 1956). Assentam na SD A1, e parecem ter maior distribuição geográfica: para Norte, até St^a Iria da Azóia; para sul, na Península de Setúbal. Na região de Lisboa depositaram-se biohermas (corais e briozoários) seguidos de argilitos. Lateralmente há níveis carbonosos com vegetais (Pais, 1981; 1986) e gesso que forneceram a fauna de mamíferos de Horta das Tripas. O conjunto é sobreposto por níveis arenosos finos a médios, micáceos, com mamíferos (fauna da Universidade Católica). No topo ocorrem argilitos arenosos com canais preenchidos por ostras (fauna de mamíferos da Av. do Uruguai).

Em Almada é constituída por depósitos argilosos com glauconite, níveis com corais ahermatípicos e lignitos.

Biostratigrafia

Associações de mamíferos: Horta das Tripas, Universidade Católica, Av. do Uruguai, atribuídas à zona MN3 incluindo *Brachyodus intermedius* e *Eucricetodon infralactorensis* (Antunes, 1984; Antunes & Mein, 1986c; Antunes *et al.*, 1996). Fauna de pequenos mamíferos (corte do km 10 da A1 – Norte) atribuídos a MN2 (MN3?) com *Cainotherium* sp., *Lagopsis spiracensis*, *Ligerimys antiquus*, *Pseudodryomys simplidens*, *Heteroxerus rubricati* (arcaico) entre outros (Antunes & Mein, 1992).

Idades isotópicas

Datações de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Universidade Católica) deram o resultado de 20.5 (+0.3-0.2) Ma.

Sequência deposicional BØ (Burdigaliano inferior)

Litostratigrafia

Constituído por sedimentos incluídos na divisão II de Cotter (Cotter, 1956). Assentam por disconformidade sobre os depósitos da sequência A2 ou, na Península de Setúbal e Carcavelos, sobre o Cretácico inferior por discordância angular.

Na Foz da Fonte, (fig. 5.76 e 5.77); a sequência inicia-se por conglomerados com clastos alterados de rochas filoneanas e níveis argilo – siltosos a que se seguem biocalcarenitos com sinais de carsificação no topo.

Em Almada, é constituído por arenitos ricos de ostras, paleossolos e argilitos com impressões de folhas e esporomorfos (Pais, 1981; 1986; 1989; Antunes & Pais, 1984). No topo, há arenitos com moluscos abundantes. O raro nautilóide *Aturia aturi* foi aqui identificado.

Em Lisboa ocorrem areias micáceas com níveis mais finos com moldes de moluscos e vegetais.

Biostratigrafia

Globigerinoides altiaperturus ocorre pela primeira vez na Bacia Baixa do Tejo na base da sequência B0. Indica a zona N5 de Blow.

Última ocorrência de *Hemicyprideis helvetica* e *Pokornyella lusitanica* na BBT (Nascimento, 1978; 1988; 1990).

Idades isotópicas

Datações $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Legoinha, 2001):

- Níveis inferiores de Carcavelos: 19.7 (+0.3-0.2) Ma;
- Conglomerado basal da Foz da Fonte: 19.5 (± 0.2) Ma
- Níveis inferiores do Penedo Sul: 20.0 (± 0.4) Ma (fig. 5.78).

Paleomagnetismo

No corte de Foz da Fonte foram caracterizadas duas zonas de polaridade normal (Sen *et al.*, 1992) correlacionáveis com as zonas C6an e C6n, atendendo aos dados biostratigráficos e datações isotópicas (Legoinha, 2001).

Sequência deposicional B1 (Burdigaliano)

Litostratigrafia

É composta por sedimentos incluídos na divisão III, IVa e IVb de Cotter (Cotter, 1956). Assentam, por disconformidade regional, sobre os depósitos da sequência B0. A SD B1 inicia-se por arenitos marinhos grosseiros, muito ricos de moldes de moluscos, frequentemente fragmentados (divisão III). Camadas com abundantes gastrópodes como *Turritella terebralis* e restos de mamíferos marinhos herbívoros como *Metaxytherium* indicam ambientes pouco profundos, fóticos ricos de algas e plantas superiores (*Zostera*, etc.). Estes depósitos passam, superiormente, a areias finas argilosas, piritosas, de cor cinzento azulado (fácies euxínicas) com moluscos, peixes e microfósseis (nanoplâncton calcário, dinoflagelados, pólenes e esporos, foraminíferos, ostracodos) correspondendo ao máximo da transgressão (divisão IVa). A parte superior da divisão IVa revela queda de salinidade e de profundidade (*Cerithium* e outros moluscos, impressões de folhas de plantas). Estes depósitos passam a depósitos progradantes de areias arcósicas fluviais (divisão IVb na região de Lisboa); a areias deltaicas finas, micáceas, com lentículas argilosas, contendo restos de vegetais e ostras (Almada – Cristo Rei) (figs. 5.81 e 5.82); ou a areias finas e siltitos margosos com glauconite (depósitos marinhos litorais na Foz da Fonte e Penedo) (fig. 5.76).

Biostratigrafia

Nos sedimentos marinhos mais profundos ocorrem formas de *Globigerinoides altiaperturus* e *Catapsydrax unicavus* (N6) (divisão IVa; cortes de Cristo Rei, Penedo e Foz da Fonte).

Ostracodos típicos do Aquitaniano já não ocorrem. *Ruggieria* (*R.*) *melchioriana*, *Cnestocythere truncata*, *Pokorniella minor* e *Triebelina raripila* ocorrem pela última vez.

Nos depósitos arcósicos fluviais e deltaicos foram recolhidas associações de mamíferos na Quinta do Narigão, Qta. da Noiva, Qta. da Carrapata e Pote de Água (parte inferior) e de Cristo Rei (no topo), atribuídas à zona MN4 com *Gomphotherium* e os últimos *Brachyodus onoides* (Antunes, 1984; Antunes *et al.*, 1996).



Figura 5.75 - Localização do corte de Foz da Fonte, a Sul da Lagoa de Albufeira; Carta Geológica de Portugal folha 38-B, Setúbal (1/50 000, Manuppella *et al.*, 1999).

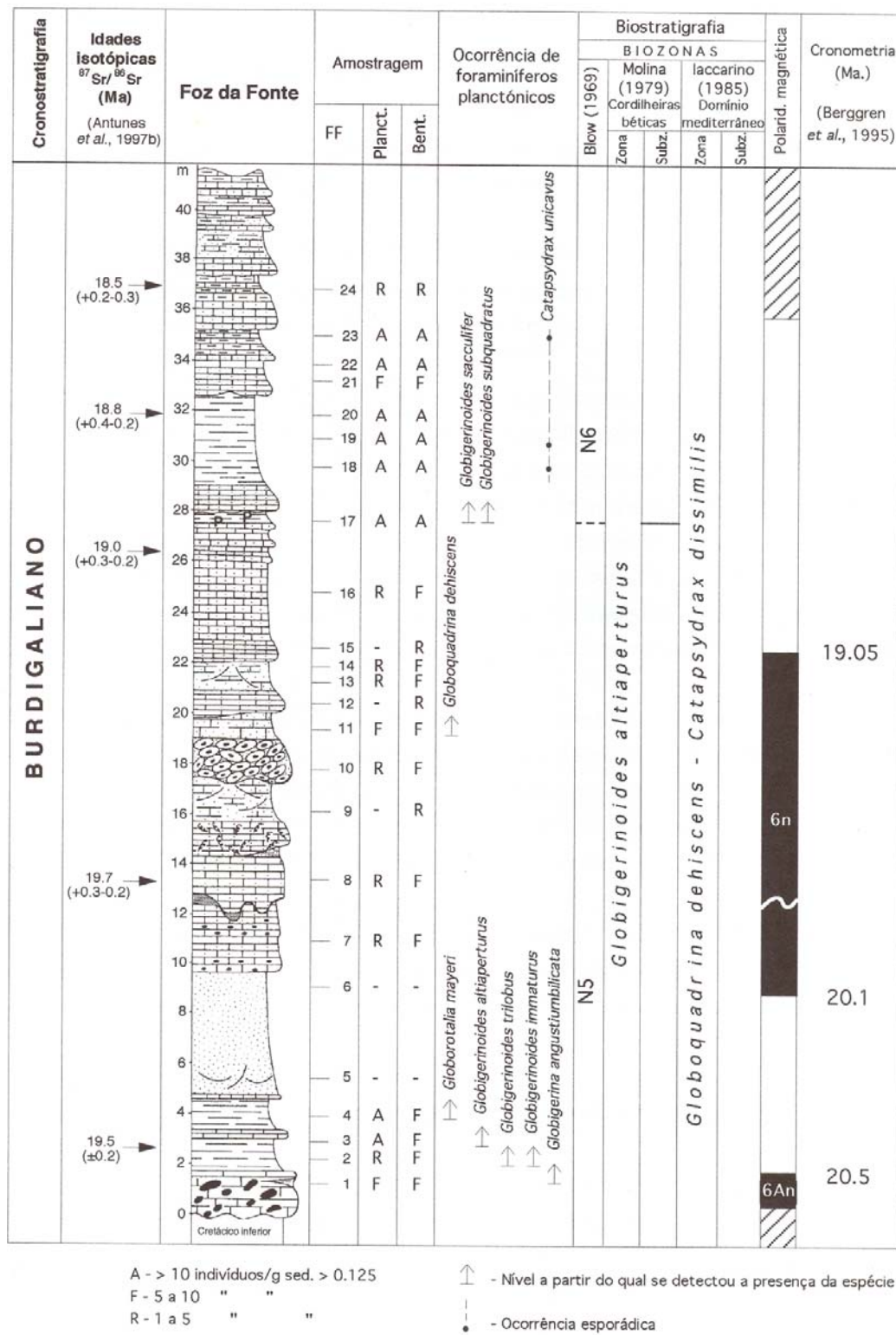


Figura 5.76 – Interpretação biostratigráfica do corte de Foz da Fonte. Magnetostratigrafia, segundo Sen et al., (1992) (in Legoinha 2001).



Figura 5.77 – Foz da Fonte, Sequências deposicionais (SD) BØ, B1 e B2 (foto João Pais).



Figura 5.78 – Penedo Sul, limite entre Sequências deposicionais (SD) BØ e B1 (foto João Pais).

Idades isotópicas

Datações de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: (Legoinha, 2001).

- Foz da Fonte: parte inferior 19.7 (+0.3-0.2) Ma; parte superior, 18.5 (+0.2-0.5) Ma.
- Penedo, parte exposta mais inferior, 19.6 (+0.3-0.5) Ma; nível glauconítico perto do topo, 18.0 (+0.3-0.5) Ma.
- Portinho da Costa: 18.3 (+0.4-0.2) Ma.

Paleomagnetismo

Anomalia da secção da Foz da Fonte:

- Parte de 5En e 5Dr (Sen *et al.*, 1992)

Sequência deposicional B2 (Burdigaliano superior)

Litostratigrafia

Os sedimentos desta sequência correspondem às divisões Va1 e Va2 (Helveciano inferior, Cotter, 1956). Assentam por disconformidade regional sobre os depósitos da sequência B1.

Em Lisboa, a camada inferior (Va1) é um biocalcarenito, às vezes grosseiro, muito rico de moluscos e algas rodófitas, que passa, na Península de Setúbal, a siltitos margosos e a arenitos finos argilosos com microfauna. Esta unidade, cuja parte superior contém frequentemente caracóis terrestres, é sobreposta por areias amarelas fluviais com frequentes impregnações de pirolusite que também ocorre em ossos e dentes. Surge o mamífero *Prodeinotherium*. Os mesmas camadas contêm muitos restos de peixes de águas quentes, alguns dos quais tolerantes a águas salobras e águas doces. A parte superior da sequência é constituída por areias, em parte eólicas, associados a finos leitos de argilas, podendo corresponder a dunas litorais e ambientes deltaicos.

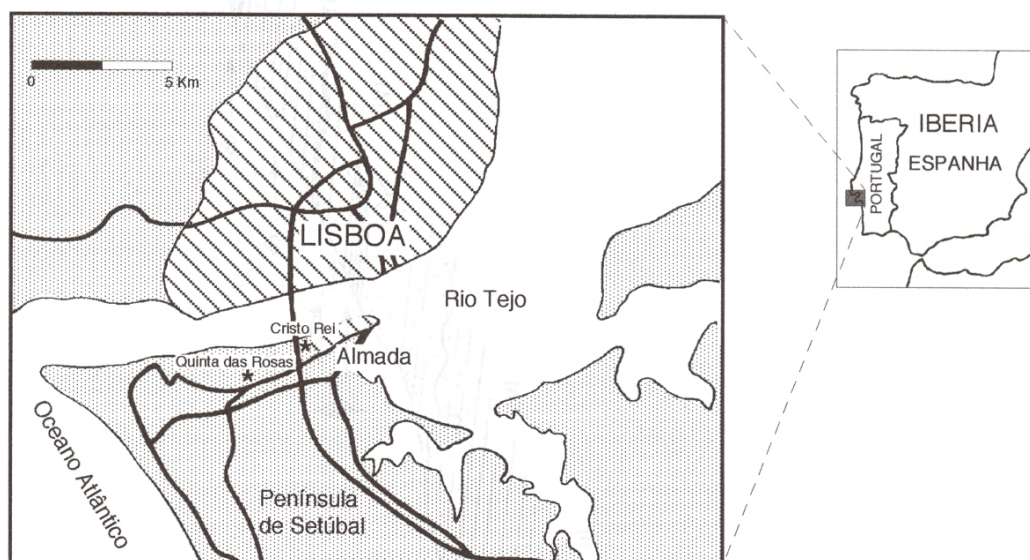


Figura 5.79 – Localização dos cortes de Cristo Rei e Quinta das Rosas (Legoinha, 2001)

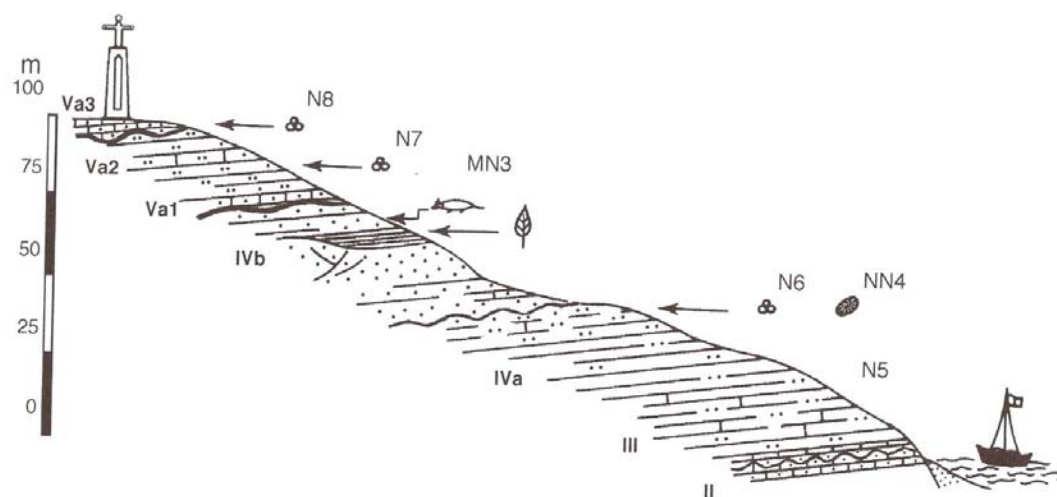


Figura 5.80 – Representação esquemática da geologia da arriba do Monumento a Cristo-Rei (Antunes *et al.*, 1999). Biozonas de foraminíferos (N), nanoplâncton (NN) e mamíferos (MN).

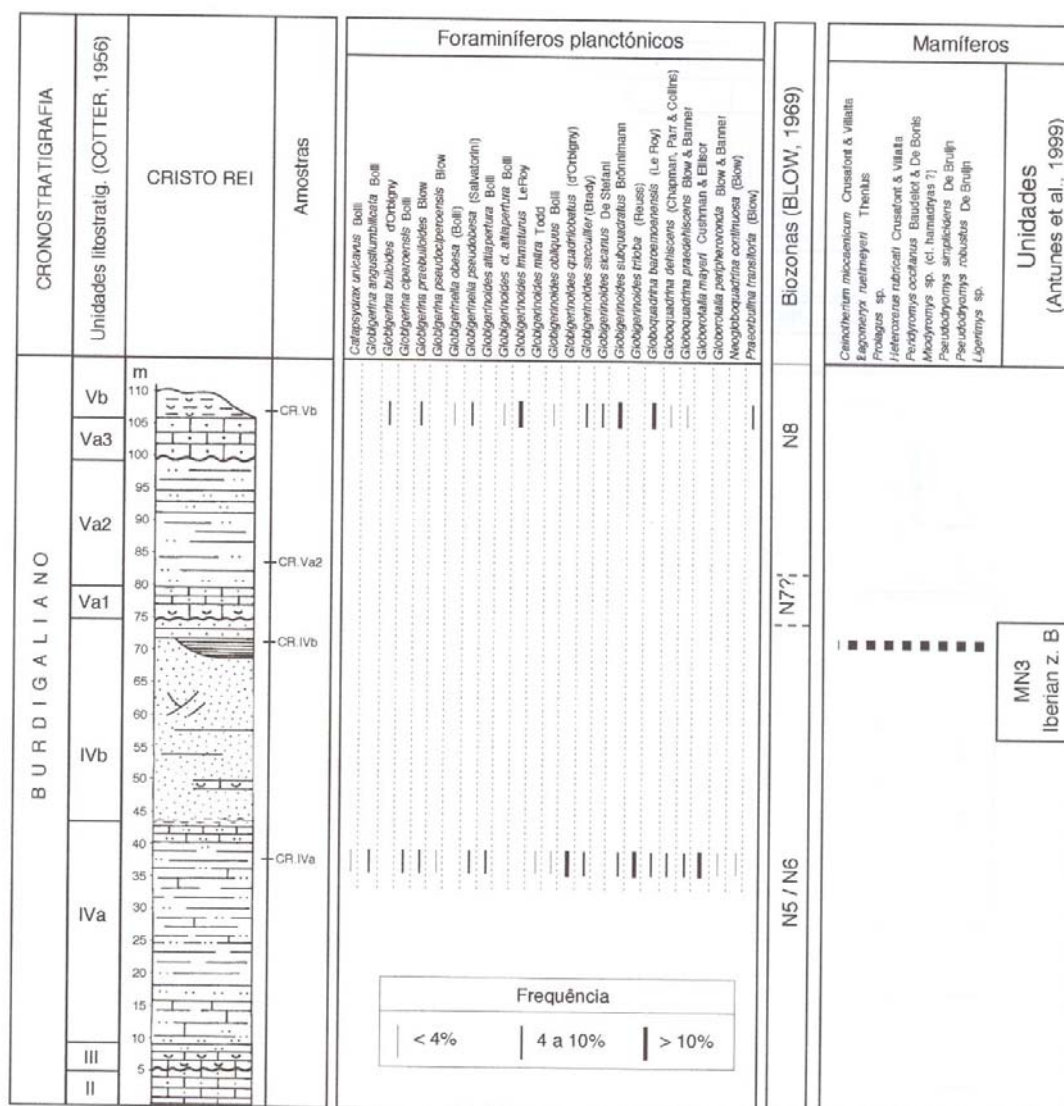


Figura 5.81 – Corte do Cristo Rei: foraminíferos plancónicos e pequenos mamíferos; biostratigrafia (adaptado de Antunes *et al.*, 1996).

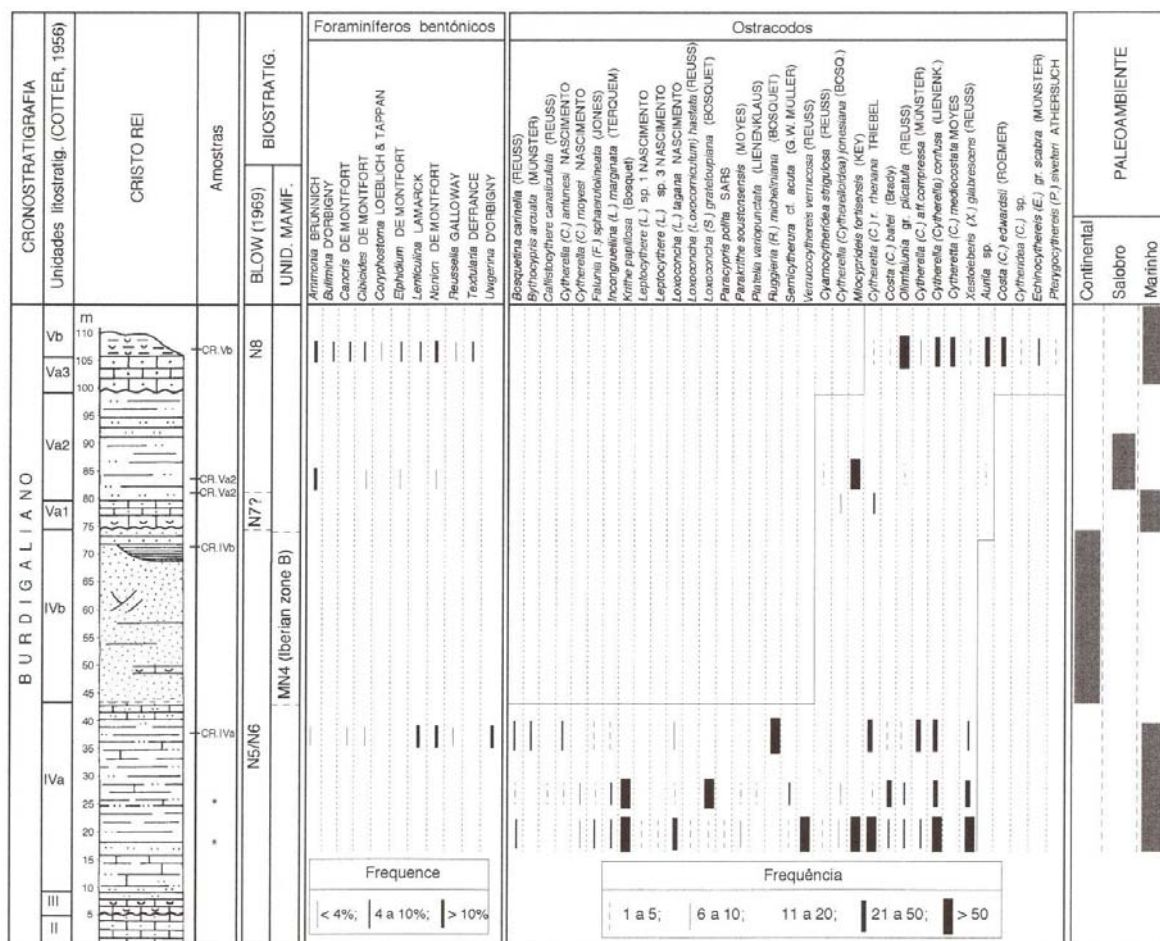


Figura 5.82 – Corte do Cristo Rei: foraminíferos bentônicos e ostracodos; paleoambientes (adaptado de Antunes *et al.*, 1996)



Figura 5.83 – Cristo Rei, Limite entre as Sequências deposicionais BØ e B1 (Foto João Pais).



Figura 5.84 – Cristo Rei. SD BØ, B1, B2 e L1 (Burdigaliano a Langhiano). Legenda: SD – sequências deposicionais; Div – unidades de Cotter; N – zonas de foraminíferos planctónicos (Foto João Pais).



Figura 5.85 – Cristo Rei. Burdigaliano, Div. IVa e IVb, SD B1 Legenda: SD – sequências deposicionais; Div – unidades de Cotter (Foto João Pais).

Biostratigrafia

Globigerinoides trilobus e *Globigerinoides immaturus* são abundantes. Algumas formas são atribuíveis a *Globigerinoides bisphericus*. *Globigerinoides obliquus*, *Globigerinoides altiapertura* e *Globorotalia obesa* são comuns. A associação permite correlação com N7.

Em Lisboa, as areias fluviais na Quinta das Pedreiras, Quinta do Pombeiro e Quinta da Conceição (fig. 5.86) fornecem associação de mamíferos caracterizada pela primeira ocorrência de *Bunolistriodon*, *Dorcatherium*, *Gaindatherium*, *Prodeinotherium*, *Megacricetodon primitivus* e *Democricetodon hispanicus*, que permitem atribuí-las à zona MN4 (Antunes, 1984; 1990; Antunes *et al.*, 1996).

De notar, ainda, a presença de muitos outros vertebrados: répteis (crocodilos como *Gavialis* sp. e *Tomistoma lusitanica*; Squamata – incluindo serpentes e lagartos - , e quelónios); peixes de água doce ou salobra (lates, siluros); peixes marinhos, às vezes redepositados, constituindo uma associação estritamente termófila – o que condiz, entre outros dados, com a presença de *Placuna miocenica*.

Cytherella (*Cytherelloidea*) *jonesiana* e *Cyamocytheridea strigulosa* também ocorrem e a última ocorrência de *Miocyprideis fortisensis*, que parece ser indicador local do final do Burdigaliano e de águas quentes (Nascimento, 1988; 1990).

Idades isotópicas

Datação de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Legoinha, 2001).

- Penedo Norte: base, 17.7 (+0.7-0.5) Ma
Topo, 17.3 (+0.6-0.5) Ma

Paleomagnetismo

Na Trafaria foi reconhecida uma zona de polaridade normal (Sen *et al.*, 1992). Atendendo aos dados biostratigráficos e datações isotópicas correlaciona-se com a zona C5C (Legoinha, 2001).

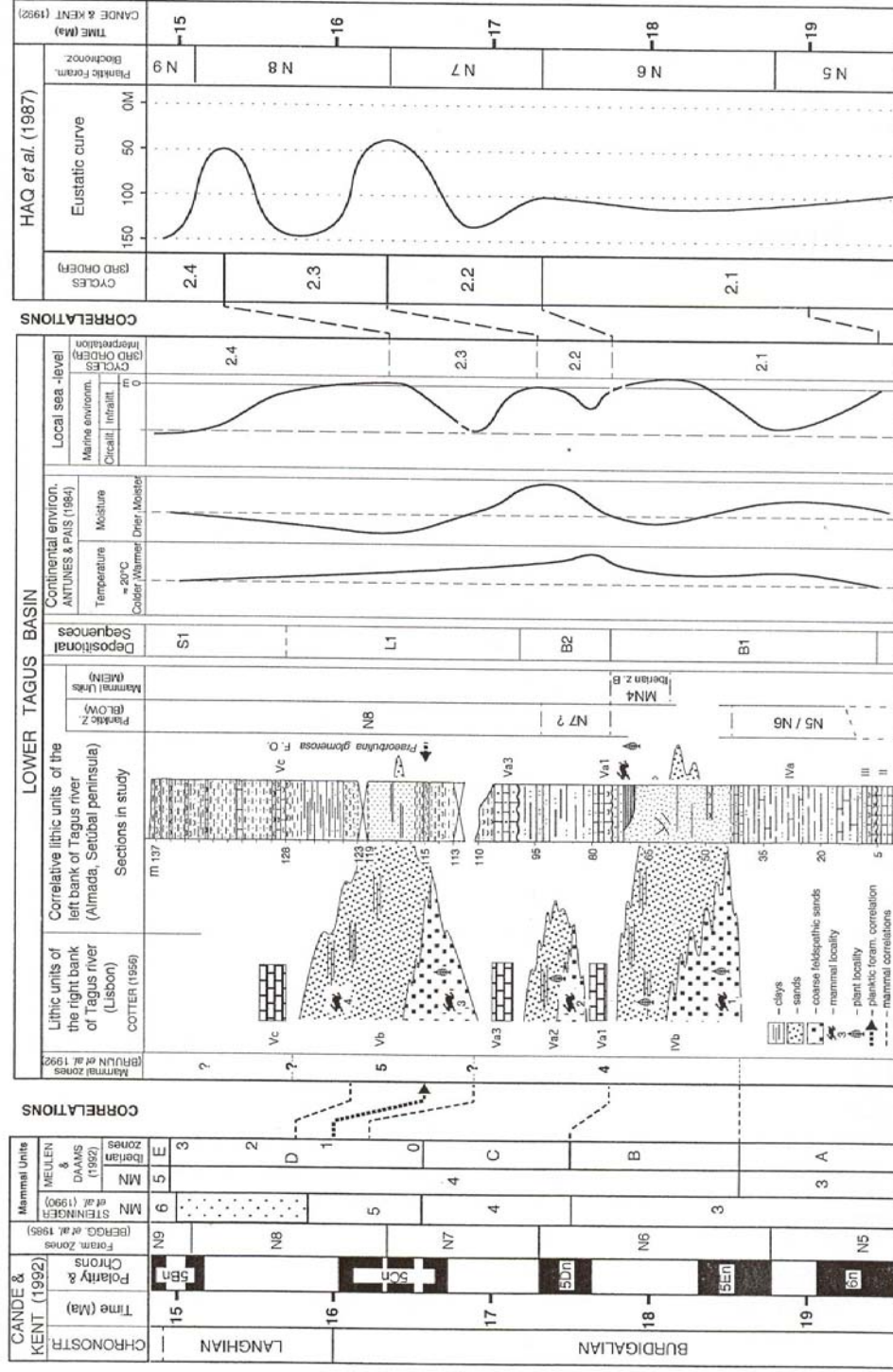


Figura 5.86 – Burdigaliano e Langhiano da Bacia do Baixo do Tejo (Cristo Rei). Jazidas de mamíferos (entre outros): 1 – Quinta do Narigão; 2 – Quinta das Pedreiras, Quinta do Pombeiro; 3 – Quinta da Farinheira; 4 – Chelas (Antunes *et al.*, 1996).

Sequência deposicional L1 (Langhiano)

Litostratigrafia

Corresponde a sedimentos que integram as divisões Va3 e Vb (Cotter, 1956). Outra disconformidade regional separa Va3 dos depósitos da sequência B2. Inicia-se por uma biocalcarenito grosseiro, rico de moluscos, com algas rodófitas (estas menos frequentes do que na divisão Va1).

Na região de Lisboa passa a areias feldspáticas, fluviais, incoerentes ou fracamente cimentadas, às vezes grosseiras e compactas, com estratificação cruzada da divisão Vb – areias inferiores da Quinta da Silvéria que correspondem à fase de máximo regressivo (Antunes & Torquato, 1969); em posição superior ocorrem areias dunares de origem diferente.

Na margem esquerda do Tejo, na região de Almada – Costa da Caparica, o biocalcarenito passa a margas arenosas com abundantes fragmentos de *Schizaster*. Encimando este conjunto, observam-se, localmente, areias arcósicas (~5m, corte de Quinta das Rosas) (Legoinha, 2001).

No Penedo (fig. 5.87) ocorrem calcarenitos margosos cinzentos com níveis de bioturbação; a sequência parece estar truncada (possível hiato) ou fortemente condensada, pois não foi detectado formas da linha evolutiva *Globigerinoides bisphericus* para *Praeorbulina glomerata* (Legoinha, 2001).

Biostratigrafia

A primeira ocorrência de *Praeorbulina* (N8) é um dado importante.

Perto de Lisboa são conhecidas jazidas de mamíferos em areias grosseiras arcósicas fluviais da divisão Vb de Cotter. As jazidas de Quinta da Farinheira e Quinta das Flamengas foram incluídas na designação Chelas 1 atribuídas à zona MN5. Outras jazidas: Olival da Susana, Quinta da Silvéria, Casal das Chitas, Quinta Grande, em Charneca do Lumiar incluem a primeira ocorrência da fauna de *Hispanotherium* (Antunes, 1979a) e a última de *Megacricetodon primitivus*.

Nas camadas superiores, areias grosseiras litorais com valvas de ostras conhecida por jazida de Chelas 2 contem uma fáunula de pequenos mamíferos com *Megacricetodon collongensis*, MN5 (Antunes, 1984; 1990; Antunes *et al.*, 1996).

Ostracodos: primeira ocorrência de *Pterigocythereis* (*P.*) *siveteri* e *Loxoconcha* (*Loxoconcha*) *ducasseae* (Nascimento, 1988; 1990).

Idades isotópicas

Datação de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Legoinha, 2001).

- Penedo Norte: base, 17.3 (+0.6-0.5) Ma

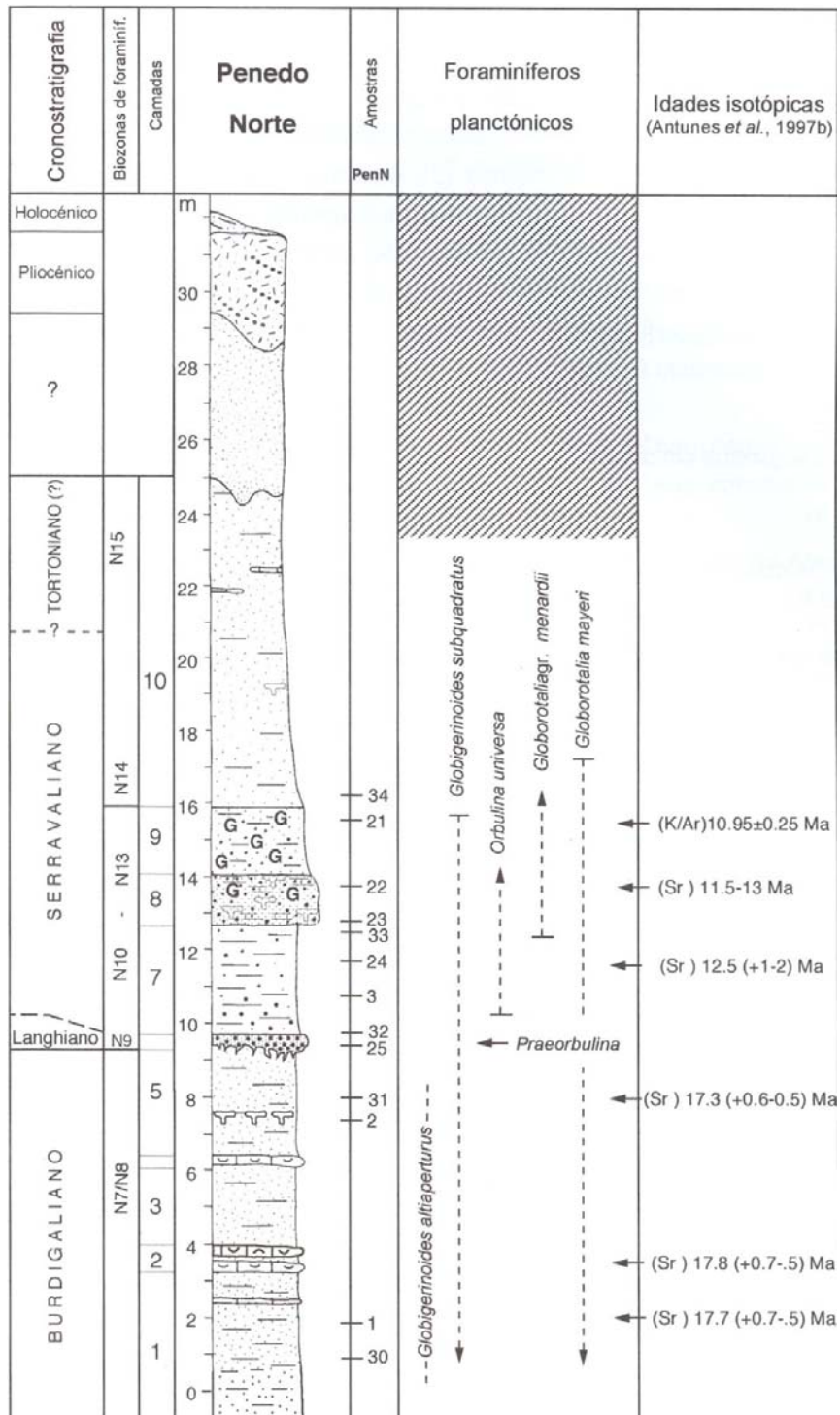


Figura 5.87 – Corte do Penedo Norte (Legoinha, 2001).

Sequência deposicional S1 (Serravaliano)

Litostratigrafia

Esta sequência é composta por sedimentos das divisões Vc, VIa e parte inferior de VIb (Cotter, 1956). Está separado, por disconformidade regional, dos sedimentos da sequência L1.

Inicia-se em Lisboa por conglomerados marinhos de águas pouco profundas com abundantes valvas de ostras, seguidos de calcarenitos alternando com argilas siltosas. O topo da sequência é constituído por areias e arenitos micáceos de cor esbranquiçada, com fauna marinha, encimados por argilitos de cor cinzenta e amarelada com impressões de vegetais.

Na área de Almada os sedimentos correlativos (arenitos marinhos alternando com argilitos) apresentam um carácter marinho mais marcado.

No Penedo há forte condensação. A deposição começa por conglomerados ricos de glauconite com moldes de moluscos seguidos de areias finas argilosas.

A divisão Vc representa os estádios iniciais de importante transgressão (Serravaliano), cujo apogeu corresponde à fácies mais profundas registadas na BBT. (divisão VIa de Cotter – fácies euxínicas – alternância de argilitos siltosos, azulados, piritosos, com níveis mais carbonatados com moluscos). Ocorrem peixes de águas profundas - tubarões (*Alopias* cf. *superciliosus*; tubarão-serra, *Pristiophorus*; Squaliforms) bem com teleósteos. Os cetáceos tornam-se frequentes em S1 e sequências posteriores, enquanto Sirenia aparentemente desaparecem da bacia (Legoinha, 2001).

O topo da sequência em Lisboa indica uma regressão. Os siltitos azulados, euxínicos do VIa são sobrepostos por biocalcarenitos de fácies pouco profundas com fragmentos de conchas, por argilitos, provavelmente de fácies estuarina com *Schizaster*; e por arenitos grosseiros amarelados com moluscos (bastantes valvas de *Gryphaea gryphoides*), sobrepostos por argilas esverdeadas a amarelas com impressões de folhas.

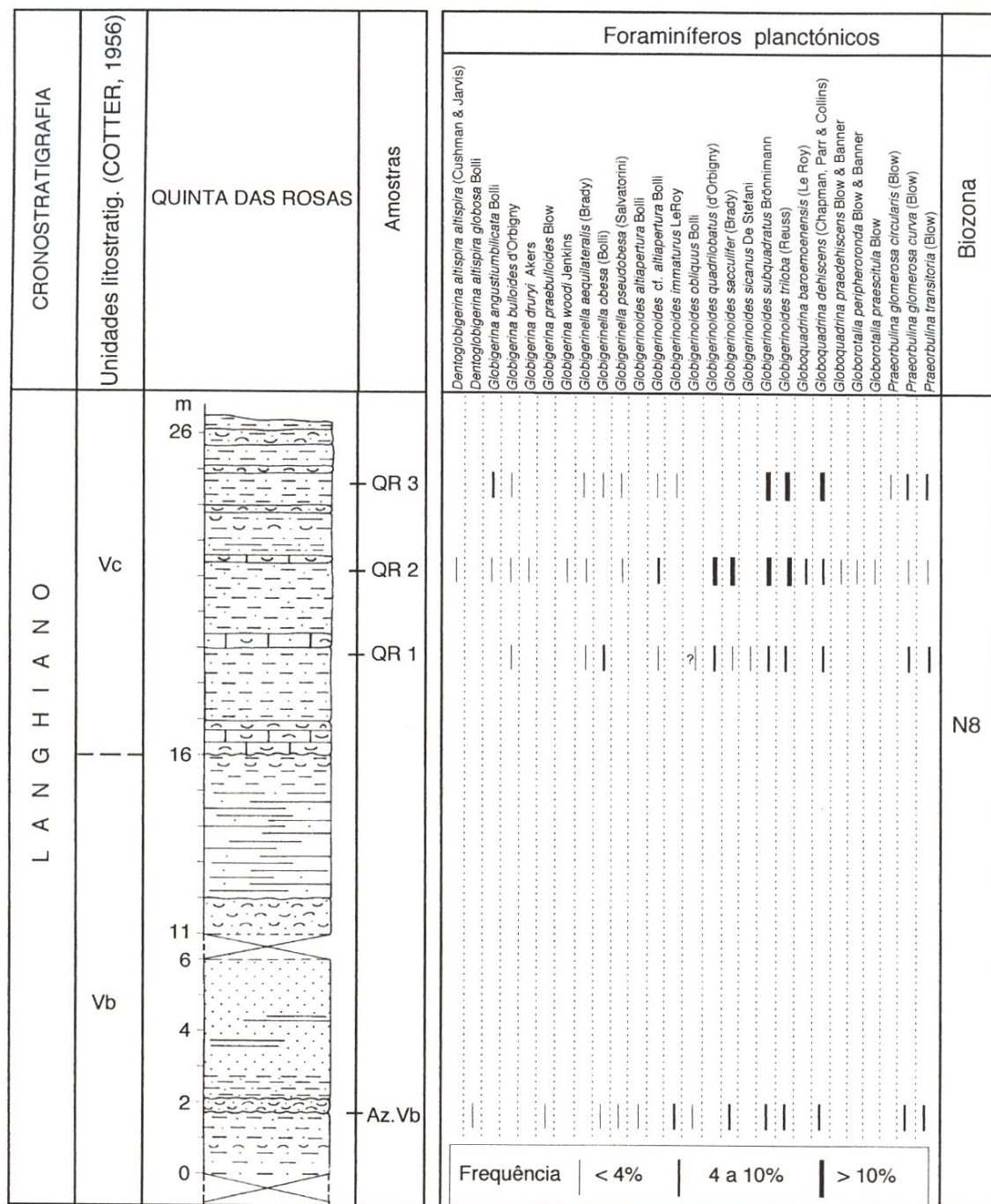


Figura 5.88 – Corte Quinta das Rosas: foraminíferos planctónicos e biostratigrafia (adaptado de Antunes *et al.*, 1996).

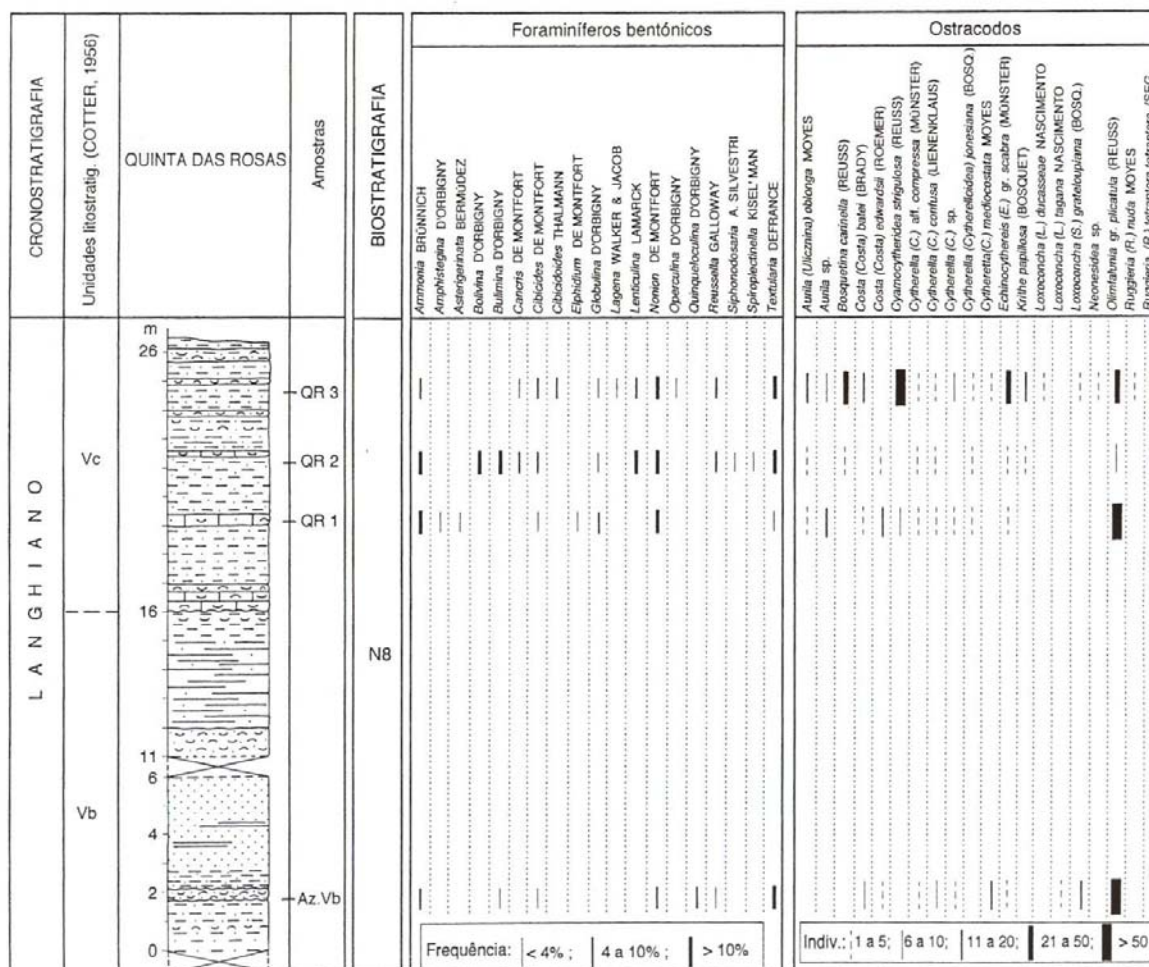


Figura 5.89 – Corte de Quinta das Rosas: foraminíferos bentónicos e ostracodos (Antunes *et al.*, 1996).

Biostratigrafia

A primeira ocorrência de *Orbulina saturalis* e *Orbulina universa* apontam, respectivamente, para N9 e N10. Entre outras formas, estão presentes *Globigerinoides subquadratus*, *Globorotalia mayeri*, *Globorotalia menardii* (Legoinha, 2001).

Os ostracodos *Aurila* (*Ulicznina*) *oblonga*, *Ruggieria* (*R.*) *nuda*, *R. Tetraptera tetraptera*, *Nonurocythereis seminulum*, *Pterygocythereis* (*P.*) *jonesi* e *Olinfalunia costata* ocorrem pela primeira vez (Nascimento, 1988, 1990).

Idades isotópicas

Datação de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Legoinha, 2001).

- Chelas (Lisboa), base da sequência, 14.7 (+1.5-0.5) Ma
- Brielas (Costa da Caparica), parte inferior da sequência, 14.0 (± 0.4) Ma
- Penedo: topo da sequência 12.5 (+1.0-2.0) Ma

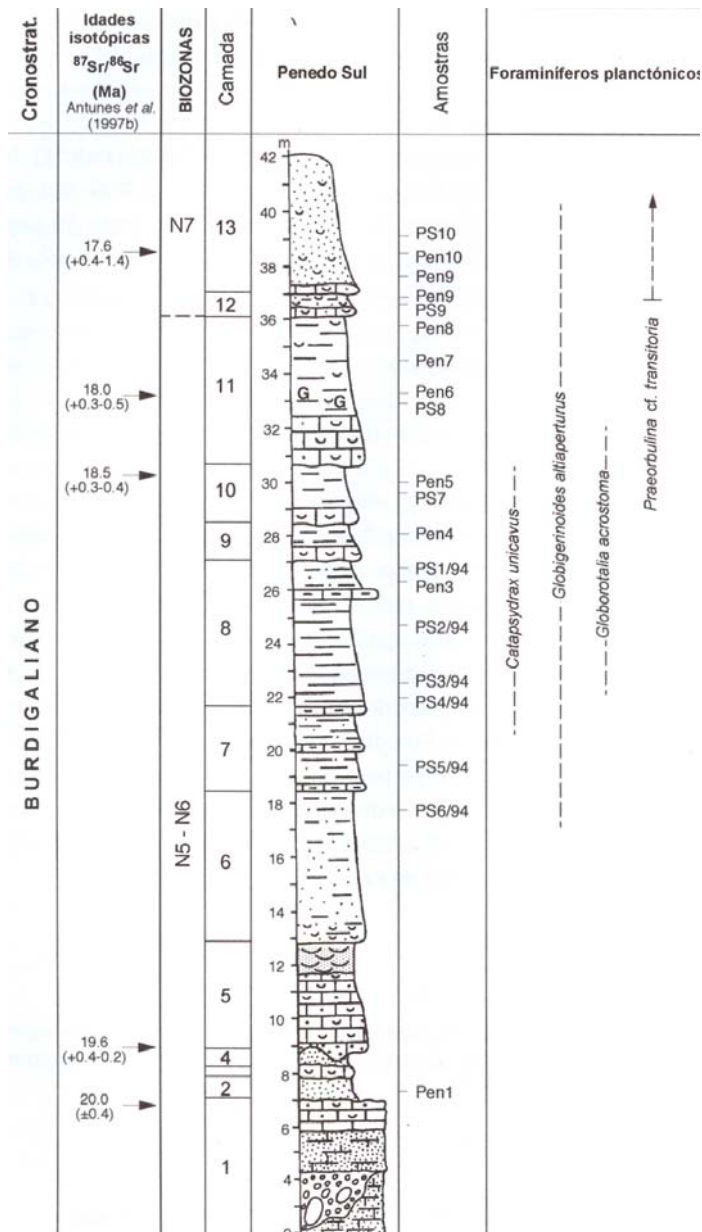


Figura 5.90 – Corte de Penedo Sul (Legoinha, 2001).

Sequência deposicional S2 (Serravaliano)

Litostratigrafia

Sequência composta por parte dos sedimentos da divisão VIb (Cotter, 1956).

Na região de Lisboa a sequência começa com biocalcarenitos com fragmentos rolados de moluscos, a que se sucedem arenitos grosseiros, de cor amarelo-torrado, com moluscos (principalmente *Ostrea crassissima*) (Legoinha, 2001) e equinodermes.

Na Península de Setúbal, a sedimentação foi sempre marinha. Perto da Costa da Caparica (fig. 5.91), depositaram-se arenitos finos amarelados; no Penedo ocorrem conglomerados acinzentados com glauconite e fragmentos de crostas fosfatadas, muito ricos de pectinídeos e equinodermes, dentes de peixe e ossos de cetáceos.

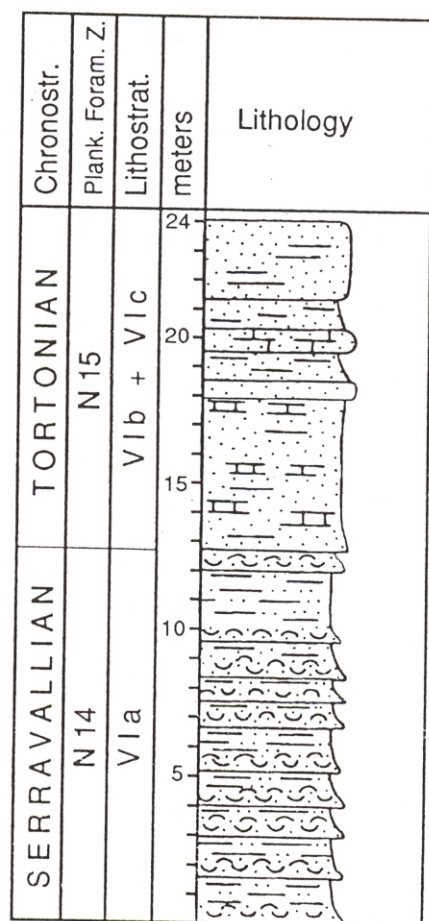


Figura 5.91 – Corte de Costa da Caparica (Legoinha, 2001).



Figura 5.92 – Costa da Caparica, Div VIa – VIIa, SD S1, S2 e T1 (Serravaliano – Tortoniano) (foto João Pais).

Biostratigrafia

Última ocorrência de *Globigerinoides subquadratus* (Legoinha, 2001).

Idades isotópicas

Datação de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

- Capuchos (Caparica): 12.5 Ma.

Sequência deposicional T1 (Serravaliano superior – Tortoniano inferior)

Litostratigrafia

Composto por sedimentos incluídos nas divisões VIc e VIIa (Cotter, 1956).

Em Lisboa, a sequência inicia-se por biocalcarenitos grosseiros, ricos de moluscos, em regra de grandes dimensões como *Pycnodonta squarrosa*, passando a arenitos finos de cor amarela clara com muitos *Flabellipecten* e outros moluscos, uma rica fauna de peixes e ossos de cetáceos. As camadas superiores são areias finas micáceas com intercalações de arenitos com cimento carbonatado.

No Penedo e Ribeira das Lages (fig. 5.93) afloram areias médias de cor cinzenta escuras, muito ricas de glauconite, que passam a areias finas micáceas, pouco argilosas, com níveis ricos de concreções. No topo, existem níveis areníticos amarelados com concentrações

de pectinídeos (principalmente *Chamys macrotis*). Estes depósitos são truncados por importante superfície de erosão.

Biostratigrafia

Globorotalia mayeri ocorre pela última vez (Legoinha, 2001).

Idades isotópicas

Datação de K/Ar: (Legoinha, 2001).

- Penedo Norte: parte inferior da sequência, 10.95 (± 0.25) Ma (fig. 5.87).

Datação de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

- Ralis (VIc): 11.6 (+2-0.6) Ma
- Ribeira das Lages: 11.3 (+1.7-2.8) Ma.

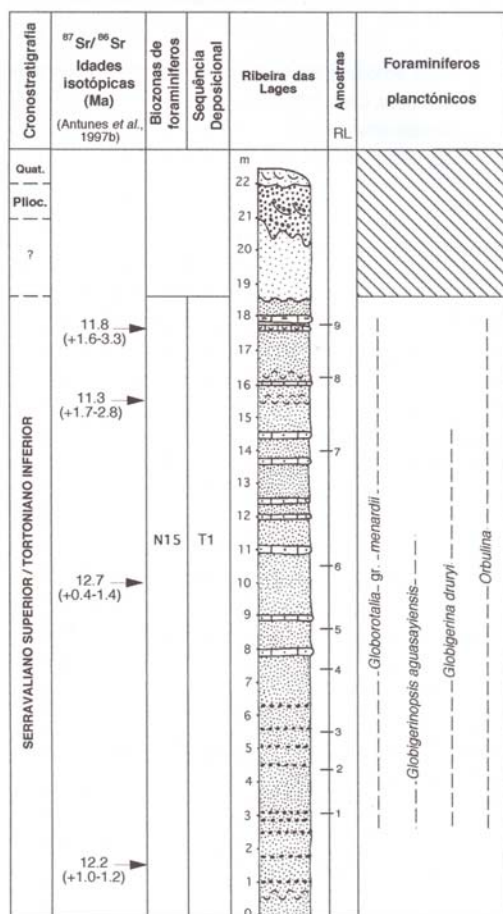


Figura 5.93 – Corte de Ribeira das Lages (Legoinha, 2001).



Figura 5.94 – Ribeira das Lages, SD T1, N15 (Serravaliano sup. /Tortoniano inf.). É possível observar a descontinuidade entre a Div VII e siltitos finos da Ribeira das Lages (foto João Pais).



Figura 5.95 – Ribeira das Lages (foto João Pais).

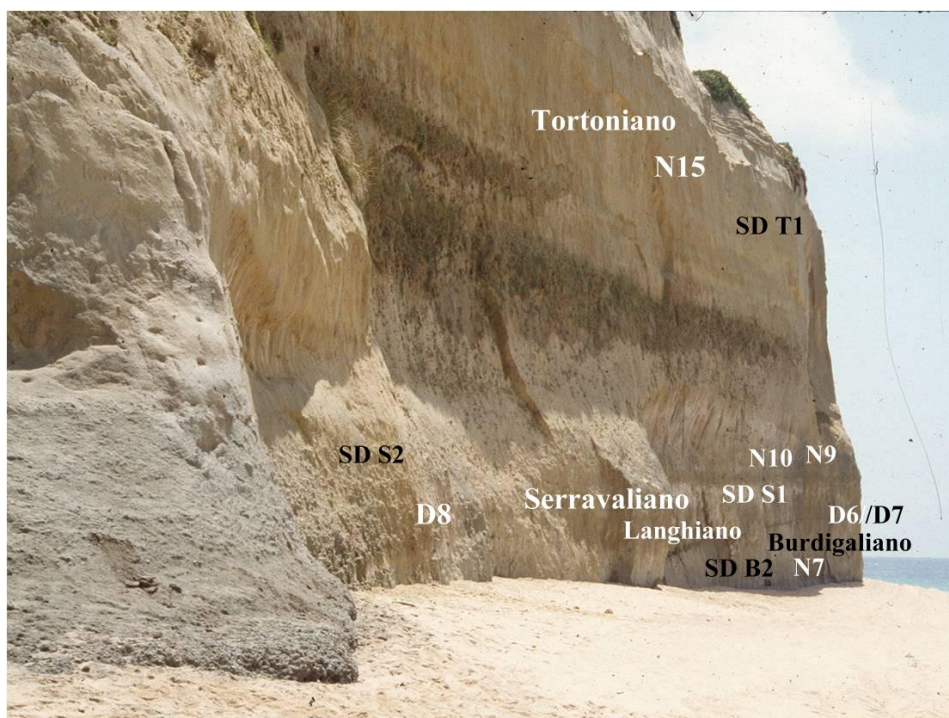


Figura 5.96 – Penedo Norte (Burdigaliano, Langhiano e Serravaliano) N7 – N15, D6, D7; D8 (foto João Pais).

Sequência deposicional T2? (Tortoniano)

Atendendo às características litológicas diferentes dos depósitos de entre Foz do Rego e Fonte da Telha, bem como a diferença significativa de idades isotópicas, não é de excluir a hipótese de existir uma segunda sequência deposicional tortoniana, correspondendo à fase final de colmatção do golfo tortoniano (Legoinha, 2001).

Litostratigrafia

Constituída por sedimentos da unidade VIIb.

Na região de Lisboa, em geral as camadas desta divisão são muito mais argilosas do que as da divisão anterior (VIIa) e na sua parte superior os grés são formados por elementos mais grosseiros, distinguindo-se pelas cores mais carregadas, continuando a formação a apresentar, principalmente na base, estratos tabulares compactos muito ricos de restos orgânicos (Cotter, 1956).

Abaixo da zona de concentração de pectinídeos, vê-se uma espessa camada de argila um pouco arenosa, muito micácea, de um tom azulado escuro ou anegrado, com 3,5 a 4m. O alto da escarpa de Casal das Rolas (Olivais) é constituído por depósitos mais ou menos compactos, finos e médios, de calcário margo – silicioso manchado por hidróxido de ferro, de

conglomerados detríticos exclusivamente formados por pequenos restos de conchas roladas (Cotter, 1956).

Na Península de Setúbal estes sedimentos afloram na Foz do Rego (sector Sul) (fig. 5.97) e a Sul da Fonte da Telha (fig. 5.99). As camadas têm carácter mais arenoso. São arenitos finos, às vezes argilitos, de cores amareladas e acinzentadas, nos quais se intercalam lumachelas com pectinídeos e gastrópodes (Cotter, 1956).

Biostratigrafia

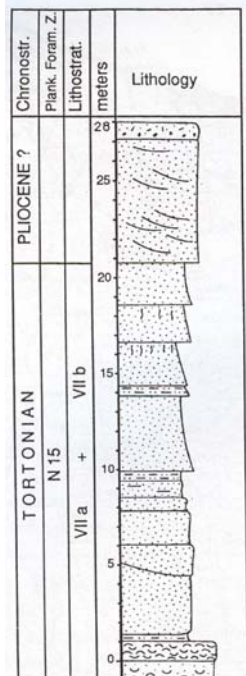
Primeira ocorrência de *Neogloboquadrina acostaensis* e *Globigerinoides extremus* (Legoinha, 2001).

Entre os ostracodos, há a primeira ocorrência de *Aurila (Ulicznina) zbyzskewskii*, *Celtia quadridentata* e *Cytheretta (Cytheretta) simplex* (Nascimento, 1988, 1990)

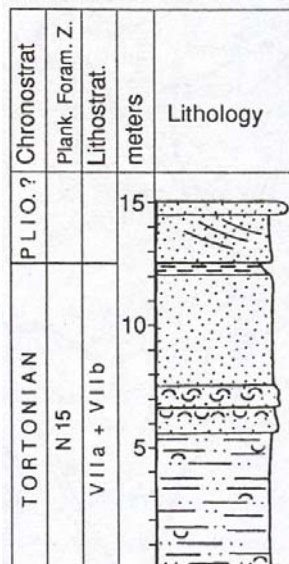
Idades isotópicas

Datação de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (Legoinha, 2001):

- Foz do Rego: 8.3 (+1.9-3.3) e 8.7 (+1.8-3.5 Ma);
- Fonte da Telha: 5.2 (+3.1-1.2 Ma).



Sector norte



Sector sul

Figura 5.97 – Corte de Foz do Rego (Antunes *et al.*, 1990b).



Figura 5.98 – Foz do Rêgo, SD T2, N16 (Tortoniano) Legenda: DS – sequências deposicionais (foto João Pais).

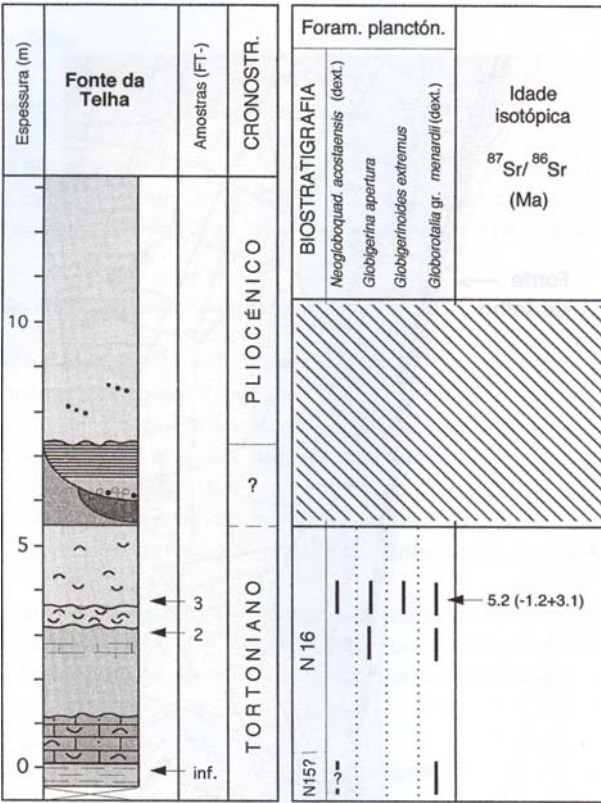


Figura 5.99 – Corte de Fonte da Telha (Legoinha, 2001).

5.6.2.1.2 – Variações de Nível do Mar

Combinando todos os dados disponíveis com estudo das litologias, conteúdo paleontológico e das discontinuidades sedimentares, permitiu identificar associações de fácies relativas a ambientes marinhos, estuarinos e fluviais, bem como estabelecer correlações entre os vários sectores permitiu interpretar as variações de profundidade do nível do mar e caracterizar ciclos transgressivos e regressivos de diversa ordem. As variações eustáticas deixaram um registo muito claro, devido a contínua subsidência regional.

Levando em conta a duração e a datação dos limites de cada sequência, verifica-se a correspondência com os ciclos eustáticos de 3ª ordem (Haq *et al.*, 1987) indicada na tabela 1 (in Antunes *et al.*, 2000c):

Cronostratigrafia	Ciclo de 3ª ordem	Seq. Depos.
Tortoniano	TB3.2	T2?
	TB3.1	T1
Serravaliano	TB2.6	S2
	TB2.5	
	TB2.4	S1
Langhiano	TB2.3	L1
Burdigaliano	TB2.2	B2
	TB2.1	B1
		B0
Aquitano	TB1.5	A2
	TB1.4	A1

Tabela 5.38 – Correspondência entre ciclos eustáticos de 3ª ordem (Haq *et al.*, 1987) e sequências deposicionais da parte distal da BBT (Antunes *et al.*, 2000c).

As SD A1, A2, B2, L1, S1 e T1 têm correspondência temporal com os ciclos eustáticos de 3ª ordem (Haq *et al.*, 1987). As Sd-B0, SD-B1 correspondem a um único ciclo eustático (TB2.1) enquanto a SD-S2 corresponde aos ciclos TB2.5 e TB2.6. Nas sequências SD-L1, SD-S1 e SD-S2 são reconhecíveis ciclos de ordem inferior.

Existem, nalguns casos, discrepâncias entre os momentos de máxima inundação da bacia e os máximos eustáticos propostos por Haq *et al.*, (1987). Este facto pode estar relacionado com variações locais de subsidência e/ou imprecisão na correlação entre diferentes escalas crono – e biostratigráficas.

5.6.2.1.3 – Análise da subsidência

Antunes *et al.* (2000c) fez uma aproximação expedita à taxa de subsidência média para cada sequência (Tabela 5.39) dividindo a espessura pela respectiva duração. Esta foi obtida pela diferença entre a estimativa de idade dos limites inferior e superior de cada sequência.

A sedimentação inicia-se na região de Lisboa. Esta é a única área onde a sequência SD-A1 está exposta. A taxa de subsidência aumenta progressivamente até à sequência B1, em todos os locais. Após um pequeno decréscimo durante a SD-B2, a subsidência aumenta entre Corroios e Lisboa durante a SD-L1. A taxa de subsidência volta a subir, na área Ribeira das Lages – Charneca na SD-S2.

Seq. Dep.	FF-RL	CH-AC8	CORR-AC2	Al	Li	Am	SIA
A1	0	0	0	0	19.5	0	0
A2	0	38	18	46	17	0	6
B0	12	48	30	37	20	16	14
B1	25.8	93.3	83.3	92.5	53.3	51.7	43.3
B2	7.1	45.7	27.1	21.4	19.3	21.4	11.4
L1	0	34.5	56.4	13.6	32.7		25.5
S1	1.2	32.3	46.2	13.8	12.3		6.9
S2	29	70.9	38.2	12.7	10.9		10.9
T1	8.6	15.2	15.2	10.5	17.1		7.6
T2				26	32		

Tabela 5.39 – Taxa de subsidência (m/Ma) para cada sequência deposicional, nas diferentes colunas estudadas (FF – Foz da Fonte; RL – Ribeira das Lages; Ch – Charneca (AC8); Corroios (AC2); AL – Almada; Li – Lisboa; Am – Ameixoeira; SIA – Santa Iria da Azóia). A cor azul indica a maior taxa de subsidência em cada sequência deposicional. (Antunes *et al.*, 2000c).

A espessura das sequências deposicionais varia lateralmente; registam-se migrações do depocentro. Os depocentros das sequências A2, B0 e B1 encontram-se em Almada e Charneca. Na sequência B2 o depocentro restringe-se a Charneca. Nas sequências L1 e S1 os depocentros localizam-se em Corroios. Na sequência S2 volta a migrar para a Charneca. As sequências T1 e T2 (esta última, aparentemente só com registo numa estreita faixa entre Fonte da Telha e Lisboa.) apresentam maior subsidência em Lisboa (Antunes *et al.*, 2000c).

Num contexto regional compressivo entre a área a Norte de Lisboa e a actual cadeia da Arrábida (definindo um amplo sinclinal com subsidência contínua), as migrações de

depocentro resultam de uma tectónica de blocos. A migração para Norte do depocentro, entre as sequências B2 e L1, esta relacionada com o rejogo tectónico documentado no Portinho da Arrábida, que gerou uma discordância angular datada de cerca de 17 Ma (Pais *et al.*, 1991; Antunes *et al.*, 1995a).

Com os dados estratigráficos disponíveis procurou-se compreender os elementos tectónicos que condicionam a subsidência na Bacia Cenozóica do Tejo durante o Neogénico e principalmente no Miocénico, no entanto, a estrutura profunda do Tejo e a identificação e caracterização dos acidentes tectónicos principais está ainda mal estudada e mal caracterizada principalmente por não aflorarem.

Pais & Legoinha (1995) avaliaram as taxas de subsidência correspondentes a depósitos de idade burdigaliana e langhiana na região de Almada (cortes de Cristo Rei e Quinta das Rosas, Antunes *et al.*, 1995 e 1996), projectaram-se as espessuras acumulativas (m) dos depósitos versus idade (Ma).

A datação das unidades foi obtida a partir de foraminíferos planctónicos e pequenos mamíferos, e por relação das respectivas unidades biostratigráficas com a escala e polaridade magnética (Berggreen *et al.*, 1986; Cande & Kent, 1992). Foram também considerados os ensaios de correlação de Steininger *et al.* (1990) relativos às zonas de mamíferos em geral e de Daams *et al.* (1984, 1988, in Antunes, 2000c) referentes à biozonação ibérica também baseada em mamíferos.

Os resultados estão expressos na tabela 5.40 seguinte:

Idades (Ma)	Espessuras acumulativas (m)	Unidades líticas (Cotter, 1956)
15,1	132	Vb (topo) + Vc (parte)
16	111	Va2 (topo) + Va3 + Vb (inferior)
16,3	80	Va1 + Va2 (parte)
16,8	70	Va1 (base)
17,7	70	III + IVa + IVb
19	0	III (base)

Tabela 5.40 – Relação entre espessuras e idades admitidas para as unidades II e Vc (cortes de Cristo Rei e Quinta das Rosas). (Antunes *et al.*, 2000c)

O quadro mostra, em conclusão:

- uma diminuição da subsidência entre os 16,8 e os 16,3 Ma.
- um aumento de subsidência entre 16,3 e 16 Ma.
- nova diminuição de subsidência *post* 16 Ma.

5.6.2.1.4 – Mamíferos marinhos do Miocénico

Foram encontrados em Portugal 56 locais com fósseis de mamíferos marinhos miocénicos.

A grande maioria dos locais encontra-se no sector distal da Bacia do Baixo Tejo. Também ocorrem mais a sul, em Alcácer do Sal, litoral Alentejano, Bacia de Alvalade e muito poucos no Algarve.

Os Sirenia encontram-se quase exclusivamente na região de Lisboa, por outro lado os cetáceos são predominantes na Península de Setúbal (Estevens, 2000).

Na Bacia de Alvalade, apenas em três locais foram encontrados mamíferos marinhos (Antunes *et al.*, 1986a). Foram encontrados cetáceos em Esbarrondadoiro, enquanto em Vale de Zebro só ocorrem sirenídeos. Segundo J. Pais, costelas de sirenídeos podem ser também encontrados em Santa Margarida do Sado, onde também se encontraram cetáceos.

Na Plataforma Algarvia, em Olhos de Água é referido a presença de mamíferos marinhos, cetáceos e sirenídeos descritos por Antunes (1979a e 1979c). Tornando-se, assim, juntamente com Santa Margarida do Sado os únicos locais em Portugal onde se podem encontrar, simultaneamente, fósseis de sirenídeos e cetáceos.

Também foram encontrados cetáceos no Miocénico marinho do Algarve em Cerro de Mós e Cacela embora não descritos (Estevens, 2000).

A distribuição estratigráfica dos 56 locais de mamíferos marinhos do Neogénico está resumida na fig. 5.100.

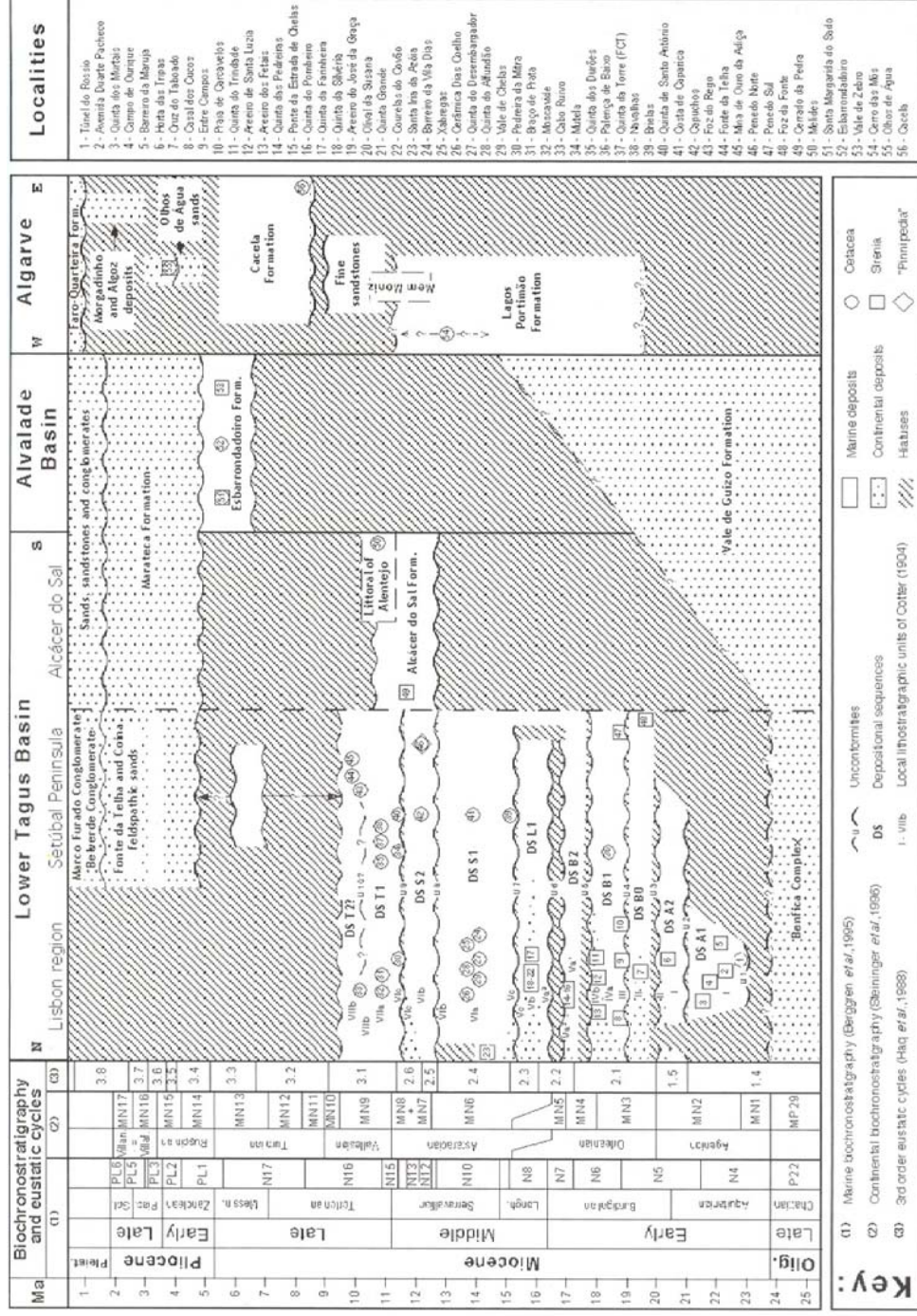


Figura 5.100 – Distribuição estratigráfica das jazidas de mamíferos marinhos do Neogénico de Portugal. Biostratigrafia continental (2) e ciclos eustáticos de 3ª ordem (3) biostratigrafia marinha correlativa (1). Estratigrafia adaptada de Antunes *et al.* (2000a) e Manuppella (1994) para a Bacia do Baixo Tejo (região de Lisboa e Península de Setúbal); Oliveira *et al.* (1992) para a Bacia do Baixo Tejo (Alcácer do Sal) e Bacia de Alvalade; Antunes *et al.* (2000b) e Esteves (2000) para o Algarve.

Em Belverde (Península de Setúbal) foi realizada uma sondagem com 620 m de

Foram realizados estudos de raios Gama, neutrões e diagrfias acústicas.

Para estabelecer o enquadramento cronostratigráfico foram usadas oito datações isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, e foram estudadas os foraminíferos planctónicos.

Para estabelecer o enquadramento cronostratigráfico foram usadas oito datações isotópicas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, e foram estudadas os foraminíferos planctônicos.



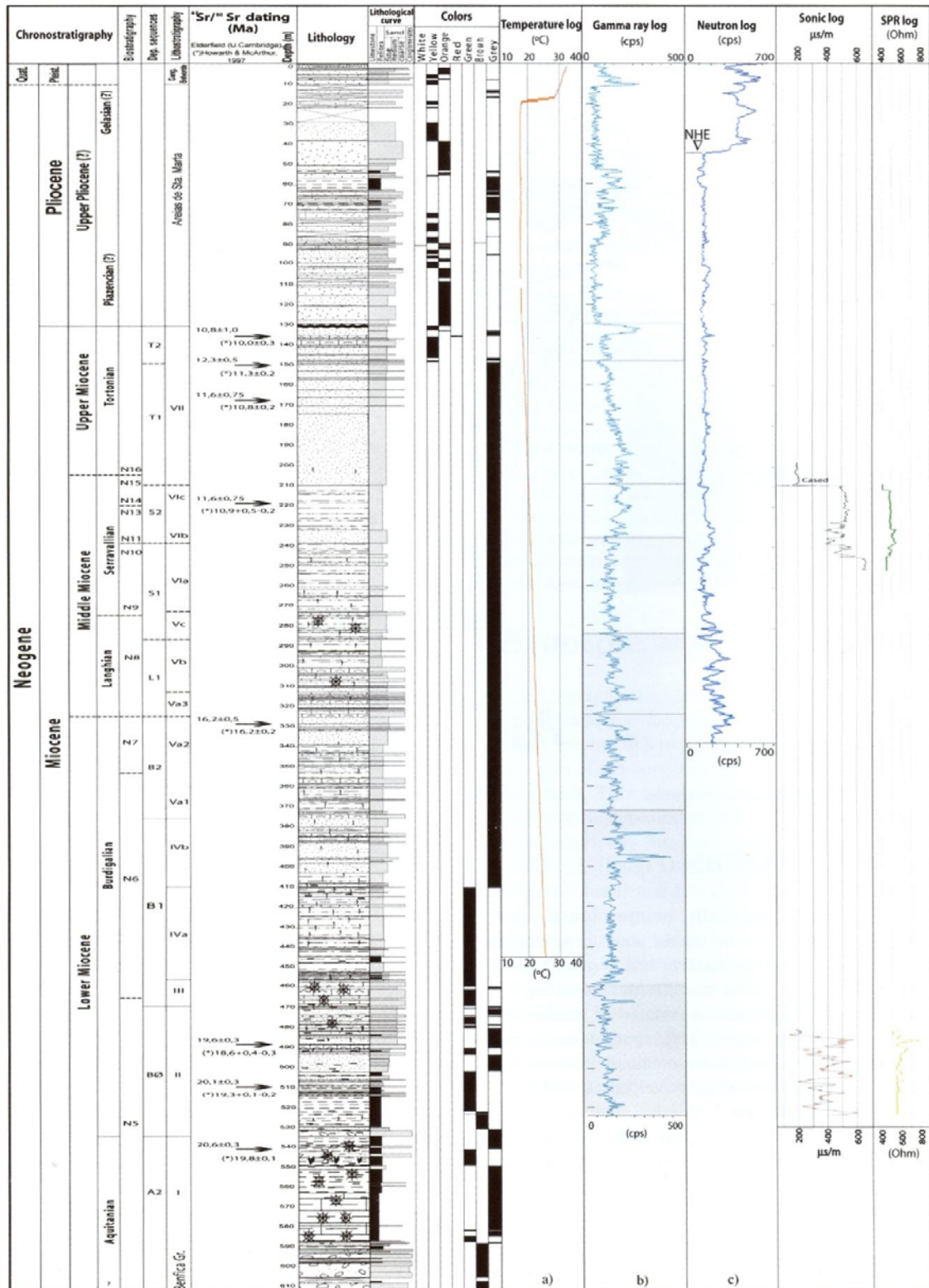


Figura 5.102 – Litologia, diagrfias, sequencias deposicionais e enquadramento cronostratigráfico da sondagem de Belverde (Legoinha *et al.*, 2004).

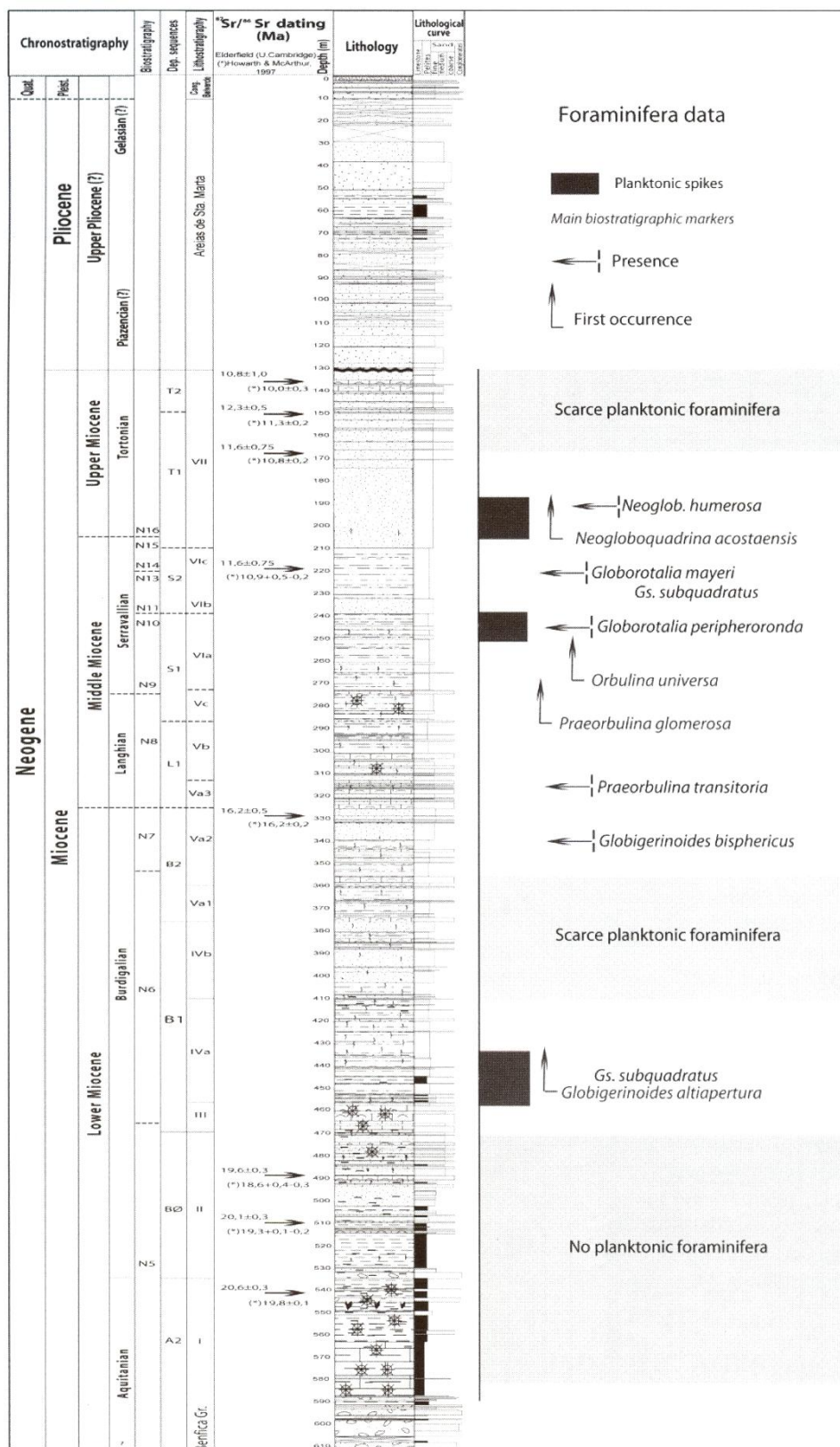


Figura 5.103 – Biostratigrafia da sondagem de Belverde baseado em foraminíferos planctónicos (Legoinha *et al.*, 2004).

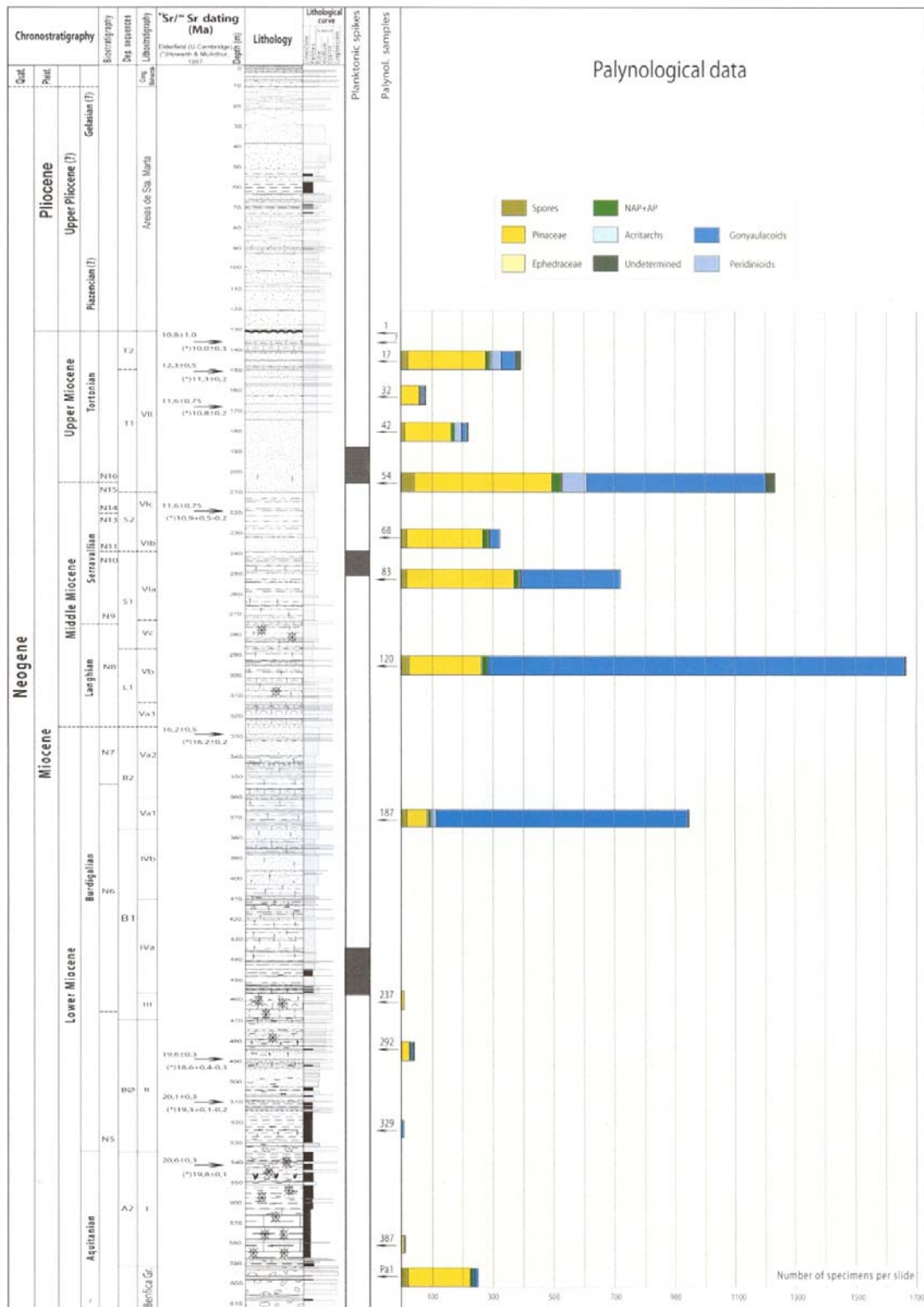


Figura 5.104 – Distribuição dos palinomorfos da sondagem de Belverde (Legoinha *et al.*, 2004).

5.6.2.2 – Sector intermédio da Bacia Cenozóica do Baixo do Tejo (Ribatejo e Alto Alentejo)

Os depósitos do sector intermédio (NE da região distal) (fig. 5. 105) estão relacionados com migração do pré-Tejo numa ampla planície aluvial

Os depósitos neogénicos assentam sobre o Paleogénico (Grés de Monsanto) (Barbosa, 1995) que afloram nas margens e são constituídos por arenitos grosseiros e alguns conglomerados em sequências positivas métricas. No topo ocorrem calcretas e calcários lacustres (Quinta da Marquesa, Calcários de Alcanede). Na fracção argilosa predomina esmectite e paligorsquite.

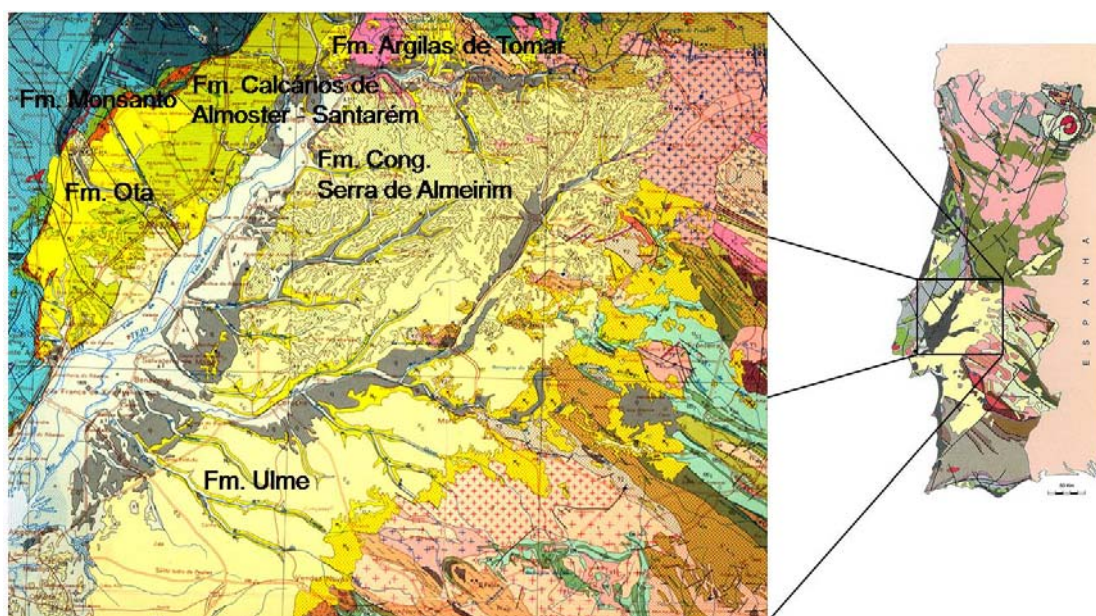


Figura 5.105 – Localização do Sector Intermédio da Bacia do Baixo Tejo (adaptado de Pais, 2004).

Durante o Miocénico inferior e médio a sedimentação está bem representada (Formação da Alcoentre antes designado por Formação da Ota) (fig. 5.108) cobrindo o “Grés de Monsanto” através de uma disconformidade regional. Algumas argilas com ostreídeos sugerem níveis eustáticos marinhos elevados; as águas salobras atingiram regiões afastadas até 150 km da linha de costa. Algumas jazidas de mamíferos permitem estabelecer correlações com a região de Lisboa nomeadamente durante o Miocénico médio e o Tortoniano inferior. As principais jazidas são: Vila Nova da Rainha (MN5) (Alberdi *et al.*, 1978); Pova de Santarém (MN6) (Pais, 1978a; Antunes & Mein 1977); Casais da Formiga (MN7) (Alberdi *et al.*, 1978); Archino (MN9) (Alberdi *et al.*, 1978); Azambujeira inferior (MN9) (Antunes *et al.*, 1983b). No topo, faunas com *Hipparion* permitem correlações com a

zona MN9 (Valesiano inferior) (Antunes, 1979; Antunes & Ginsburg, 1983a; Pais, 2004). A caulinite e ilite predominam nos minerais de argila.

Os calcários lacustres e palustres (Calcários de Almoester – Santarém) (fig. 5.107) que ocorrem na margem direita e os espessos depósitos de argilas (Argilas de Tomar) (fig. 5.109) que aparecem essencialmente na margem esquerda mostram que as condições sedimentares terão mudado durante os primeiros tempos do Miocénico. Ambos os depósitos constituem a Aloformação de Almoester.

Durante o Pliocénico, depositou-se a Formação de Ulme. Trata-se de areias arcósicas, fluviais, que se acumularam maioritariamente na actual margem esquerda. Cobrem os arenitos de Alcoentre, os Calcários de Almoester – Santarém e as Argilas de Tomar (fig. 5.110) do Ribatejo e Alto Alentejo. Estas areias arcósicas estendem-se à Península de Setúbal onde correspondem às Areias de Santa Marta (Barbosa & Pena dos Reis, 1989, 1996; Barbosa, 1995; Azevedo, 1982).

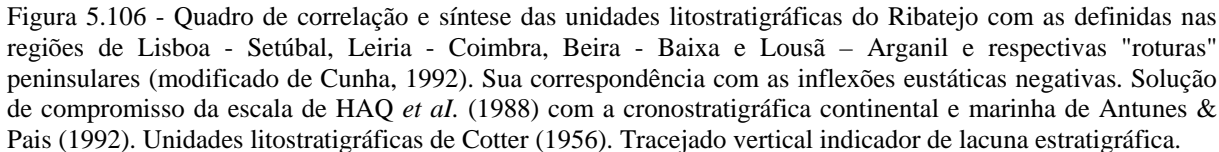
Sobre a Aloformação de Almoester ocorrem localmente, conglomerados (Conglomerados de Rio de Moinhos), (Martins *et al.*, 1998).

Podem reconhecer-se, neste sector, duas sequências deposicionais: a primeira, sobre a Formação de Monsanto (Paleogénico) ou sobre o Paleozóico, o MPS muda de 80-90 cm para 35-40 cm com níveis superiores lutíticos; a segunda sequência conglomerática é maioritariamente quartzítica, o MPS de cerca de 40-50 cm, um depósito lutítico com 10 m de espessura completa a sequência (Barra *et al.*, 2000). Para NE desta área depositaram-se os Conglomerados da Serra de Almeirim, o MPS muda de 45 cm nas áreas proximais para 10 cm em zonas mais distais (Almeirim). São frequentes estruturas de canais, e na fracção, argilosa a caulinite predomina sobre a ilite (Barbosa, 1995; Barra *et al.*, 2000).

Os Conglomerados de Vila de Rei do Plio-Plistocénico cobrem por disconformidade os Conglomerados da Serra de Almeirim. Estes, possuem clastos quartzíticos heterométricos e pobremente rolados com matriz areno – lutítica de cor alaranjado a vermelho, apresentando cimentação ferruginosa o que sugere ambientes frios e secos. Têm uma estrutura tipo leque desenvolvida perto das cristas quartzíticas do Ordovícico, na fronteira norte da BCBT (Barra *et al.*, 2000). É possível estabelecer correlações com as regiões distal e proximal (tabela 5.43).

Idade provável	Formação	Unid. alostratigráfica
Gelasiano a Placenciano	F. de Vila de Rei/ F. de Almeirim.	SLD13
Placenciano a Zancliano	F. de Ulme	SLD13
Zancliano a Tortoniano	F. de Rio de Moinhos	SLD11-12
Tortoniano	F. de Almoester/Tomar	SLD10
Tortoniano a Aquitano	F. de Alcoentre	SLD9-10
Chatiano a Luteciano	F. de Monsanto	SLD7-8

Tabela 5.41 – Principais unidades (aloformações) do sector intermédio da BBT.



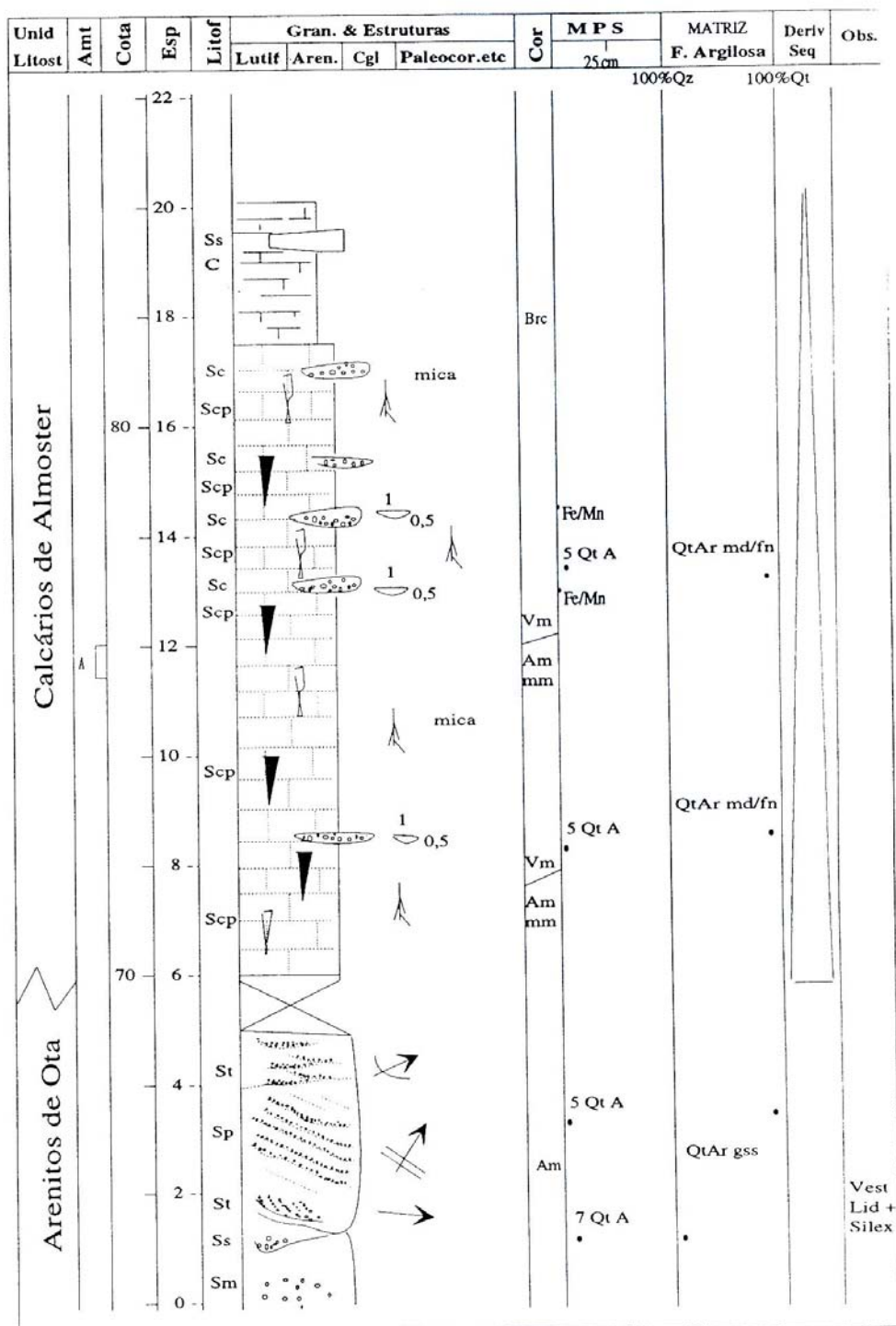


Figura 5.107 – Perfil estratigráfico de Alcoentre onde é possível ver o contacto entre os Arenitos de Alcoentre (antes Arenitos de Ota) e os Calcários de Almoester (legenda pag. 229) (Barbosa, 1995).

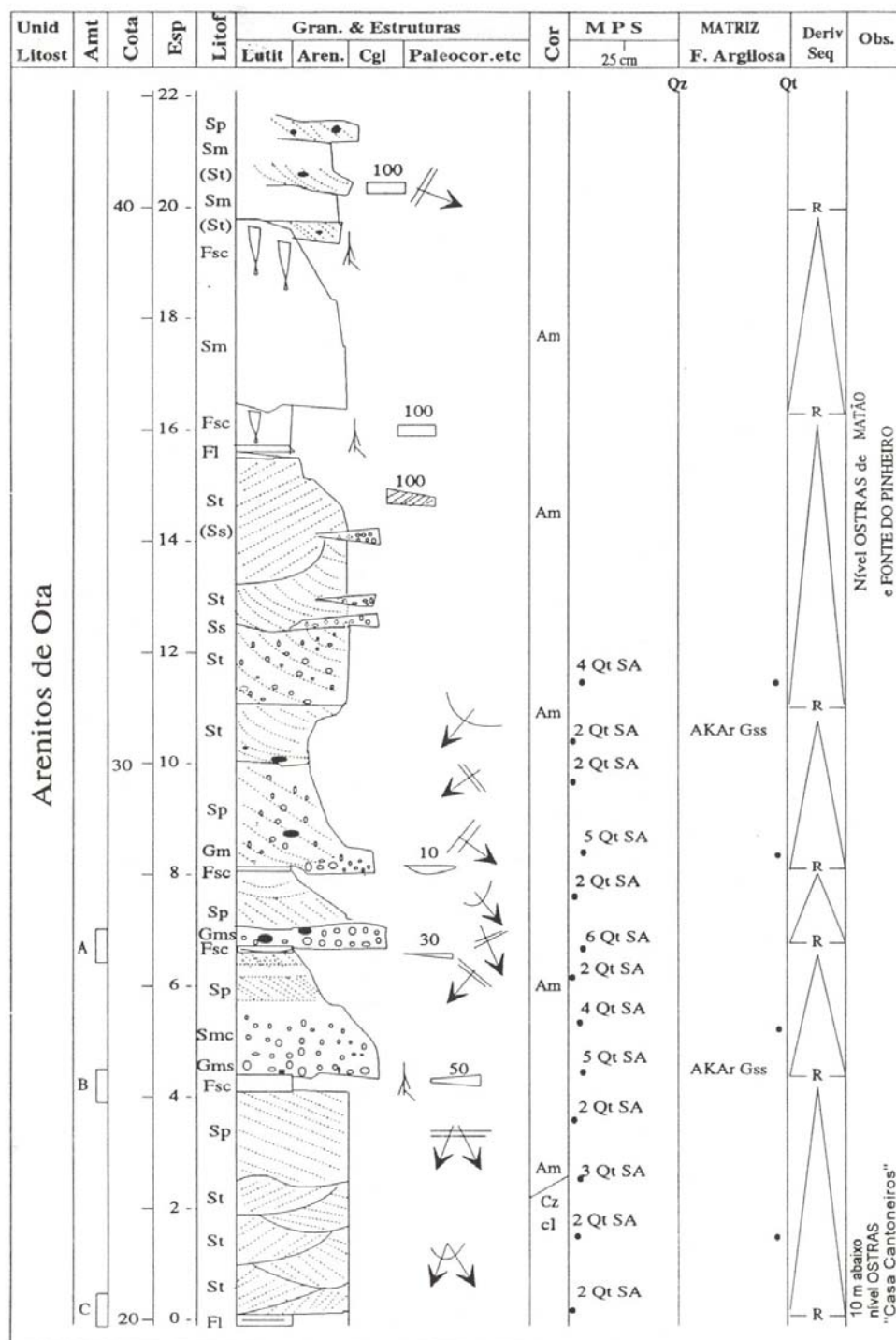


Figura 5.108 – Perfil estratigráfico de Vila Nova da Rainha onde é possível observar boa parte da sucessão dos Arenitos de Alcoentre (antes Arenitos de Ota) (legenda pag. 229) (Barbosa, 1995).

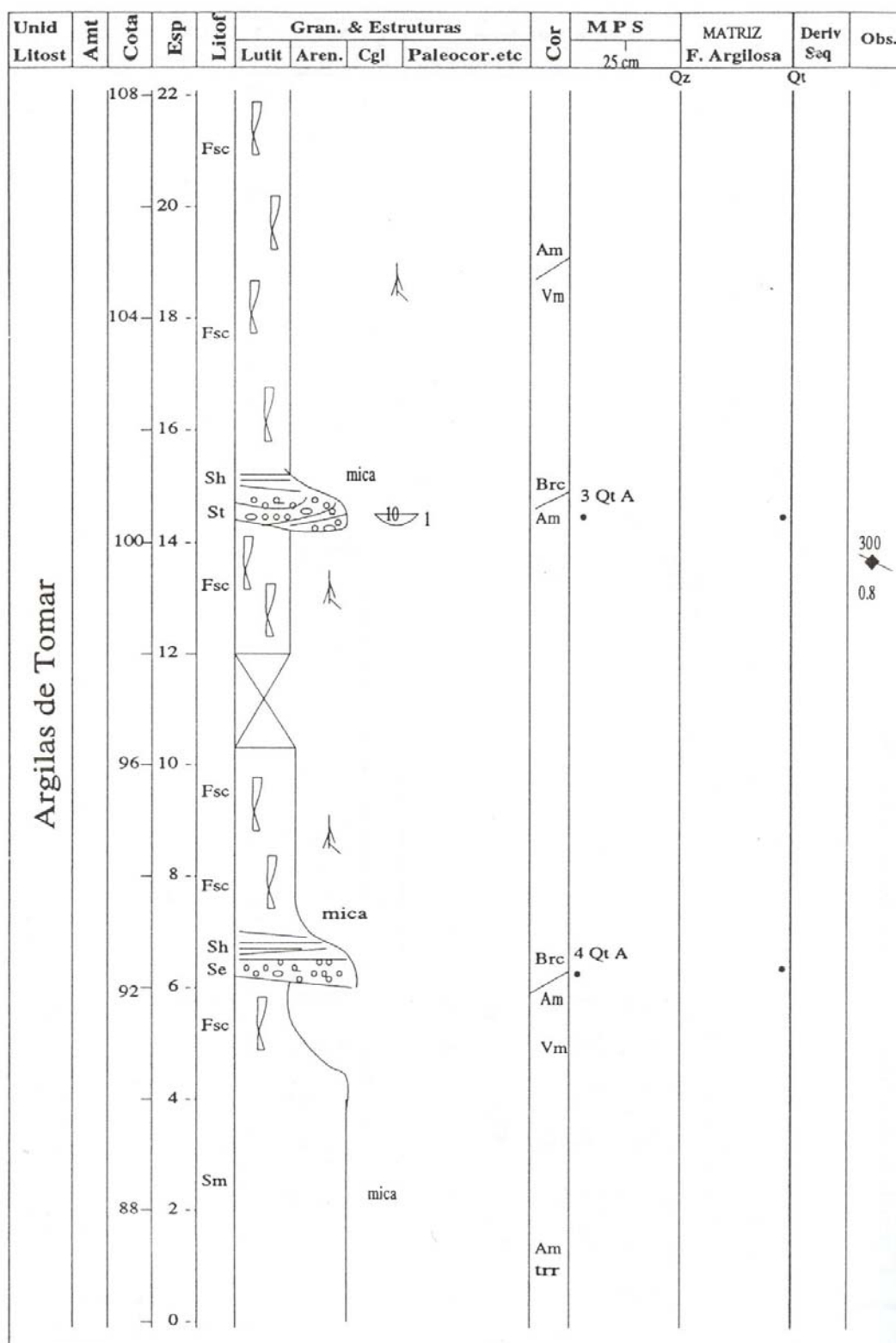


Figura 5.109 – Perfil estratigráfico de Vale de Cavalos com boa exposição das Argilas de Tomar (legenda pag. 229) (Barbosa, 1995).

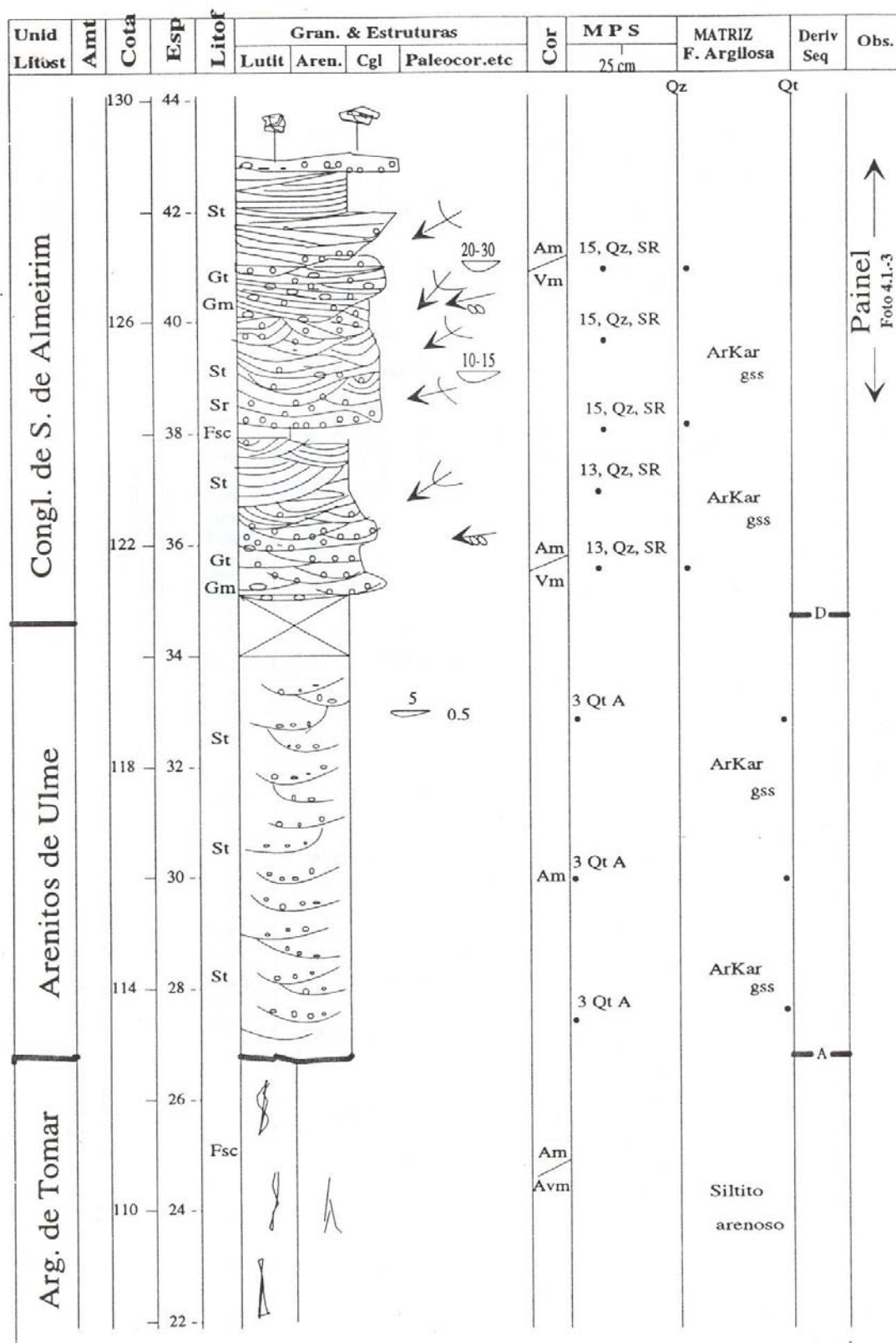


Figura 5.110 – Perfil estratigráfico de Vale de Cavalos (cont.). Contacto entre Argilas de Tomar, Arenitos do Ulme e Conglomerados de Serra de Almeirim (legenda pag. 229) (Barbosa, 1995).

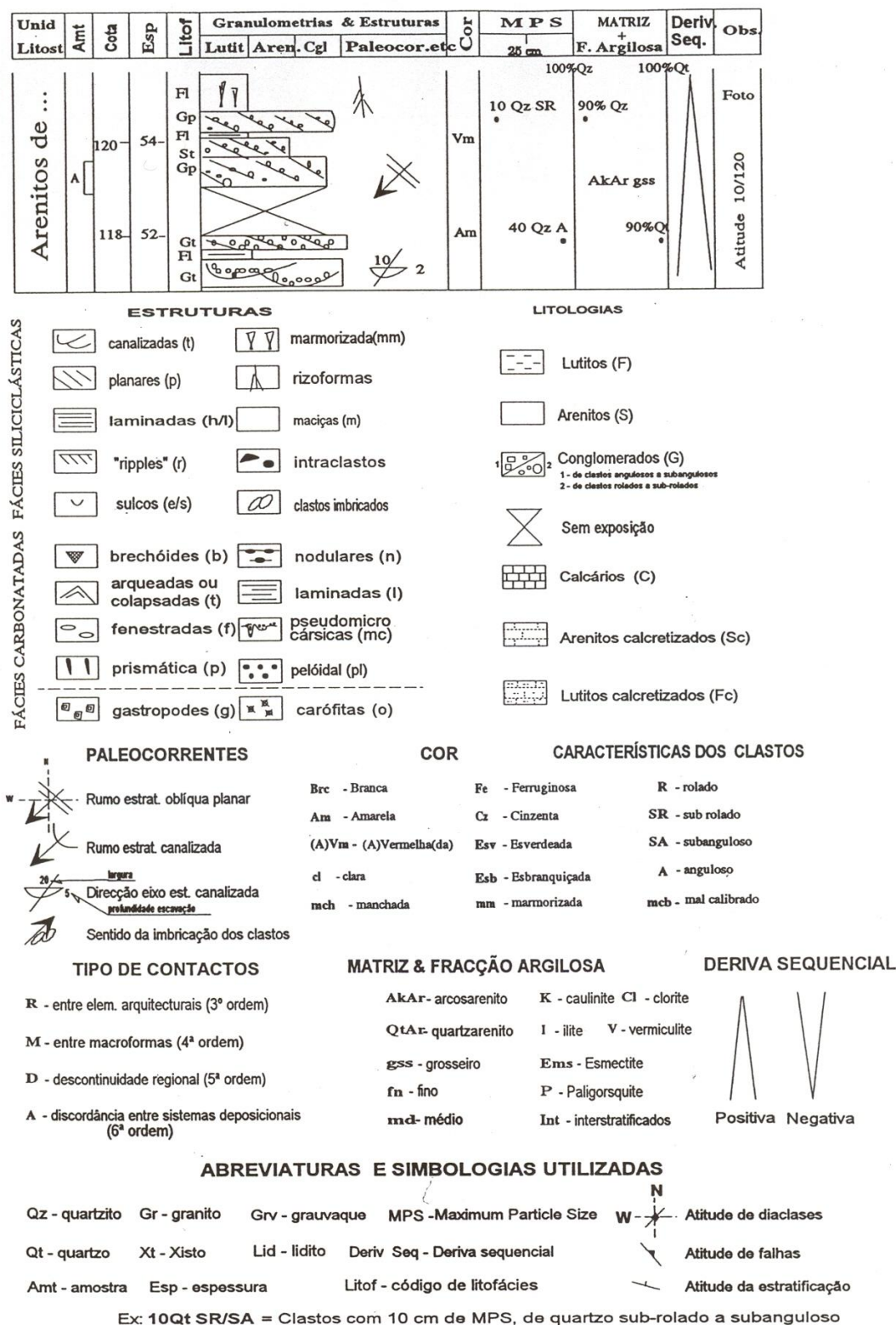


Figura 5.111 – Legenda dos perfis estratigráficos de Alcoentre, Vila Nova da Rainha e Vale de Cavalos (Barbosa, 1995).

5.6.2.3 – Sector proximal Norte da Bacia Cenozóica do Baixo do Tejo.

O controlo cronostratigráfico nas áreas proximais do BBT (Beira Baixa) (fig. 5.112) é pobre. Os afloramentos são muito descontínuos. Foi possível definir unidades alostratigráficas limitadas por desconformidades regionais (SLD) relacionadas com eventos tectónicos reconhecidos em toda a Ibéria (Cunha 1992a, 1992b, 1996, 2000b).

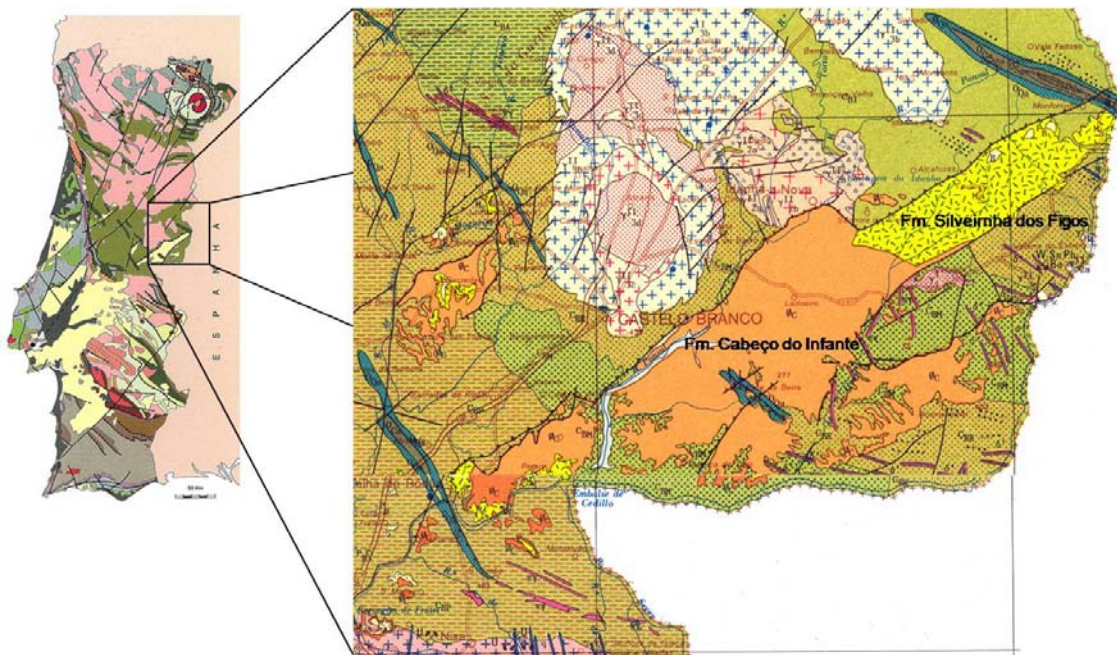


Figura 5.112 – Localização do sector proximal da Bacia do Baixo Tejo (adaptado de Pais, 2004)

Depósitos arcósicos conglomeráticos e arenosos (Formação do Cabeço do Infante) (Cunha, 1992a, 1996) têm sido correlacionados com a Formação de Benfica do Paleogénico na zona distal e aos Arenitos de Monsanto das áreas intermédias da BBT (tabela 5.43).

Durante o Miocénico inferior e médio instalou-se um sistema deposicional arenoso entrancado, drenando a planície aluvial do pré-Tejo de NE para SW até o Ribatejo. Acumularam-se areias alaranjadas e lutitos verdes com escassos fósseis (Formação de Silveirinha dos Figos) (Cunha, 1992a; 1996). Estes depósitos sobrepõem-se através de desconformidade à Formação de Cabeço do Infante ou, por desconformidade angular, ao Paleozóico do Maciço Hespérico. A formação de Cabeço do Infante e a Formação de Silveirinha dos Figos constituem o Grupo da Beira Baixa (fig. 5.114). Macrorrestos de vegetais colhidos em Ponte de Sor (madeira silicificada pertencente a uma angiospérmica arbórea tropical e impressões de folhas) sugerem um clima mais quente e húmido que o actual (Pais, 1973, 1981, Teixeira & Pais, 1976). Para Este de Castelo Branco, em Plasencia

(Cáceres, Espanha), existem conglomerados e argilas alaranjadas a vermelhas com *Hispanotherium matritensis* (Hernandez-Pacheco & Crusafont, 1960), um rinoceronte de estepe, conhecido também em Lisboa, em Quintanelas na SD L1 (Div. Vb) (Antunes, 1979; Antunes *et al.*, 1999) e em Amor (Leiria, Bacia do Mondego) (Antunes e Ginsburg 1983a; Antunes e Mein, 1981) que indica a zona MN5 (Aragoniano médio, Langhiano). Estes depósitos arcósicos estão, provavelmente, relacionados com a Formação de Alcoentre do Ribatejo (Carvalho, 1968; Antunes *in* Ribeiro *et al.*, 1979; Cunha, 1992a; Barbosa, 1995).

Acima da Formação da Silveirinha dos Figos (fig. 5.115) ocorrem leques aluviais, perto dos declives tectónicos, na base de elevações montanhosas da cadeia central portuguesa (Grupo da Murracha, Miocénico superior a Pliocénico). A espessura e granulometria dos depósitos decrescem rapidamente para jusante. O grupo da Murracha (tabela 5.42) inclui duas megasequências positivas seguido de uma negativa, limitadas por desconformidades (unidades alostratigráficas SLD11, SLD 12 e SLD13; Cunha, 1992b, 1996, 2000). Da base para o topo, compreende as Formações da Torre, Monfortinho e Falagueira (fig. 5.113).

A Formação da Torre (fig. 5.113) corresponde a SLD11 e foi interpretado como sistema aluvial endorreico.

Durante o Zanciano, a sedimentação continental está bem representado com deposição de leques aluviais endorreicos, constituídos por conglomerados (Formação de Monfortinho) correspondente a SLD12. Prevalecia o clima temperado mediterrânico com estações contrastantes.

A Formação de Falagueira (Placenciano – SLD13) está representada por depósitos grosseiros de cor ocre a vermelha ou esbranquiçada com matriz arenosa a siltosa. Constitui uma sequência negativa reflectindo a progradação aluvial coalescente e sistemas arenosos fluviais entrancados drenando para o Atlântico, precedendo a rede hidrográfica actual (Cunha *et al.*, 1993). Pode ser correlacionado com os conglomerados da Serra de Almeirim (Barbosa & Pena dos Reis, 1989).

Idade provável	Unidades litostratigráficas				Unid. alostra.
	Grupos	Formações	Membros		
Gelasiano a Zancliano	Murracha	Falagueira	Murrachinha	Chão da Velha	SLD13
Zancliano		Monfortinho	Piçarra Vermelha	Cantareira	SLD12
Messiniano		Torre	Vale Bonito	Sarzedas	SLD11
Tortoniano inf. a Aquitano	Beira Baixa	Silveirinha dos Figos			SLD9-10
Chatiano a Luteciano		Cabeço do Infante			SLD7-8

Tabela 5.42 – Principais unidades litostratigráficas do sector proximal da Bacia do Baixo Tejo.

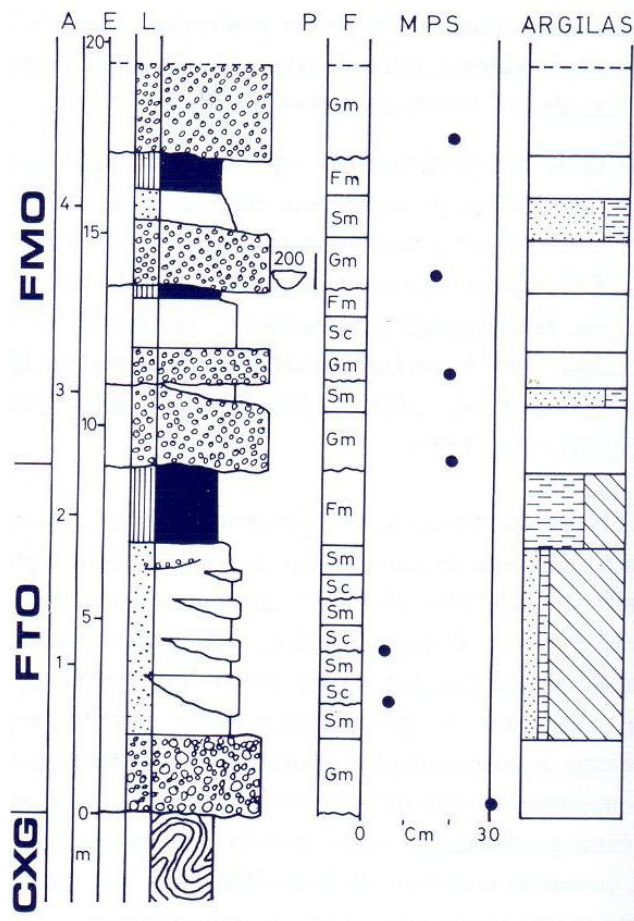


Figura 5.113 – Perfil de referência da Formação da Torre (FTO) e parte da Formação de Monfortinho (FMO) nas imediações da povoação da Torre (Cunha, 1996).

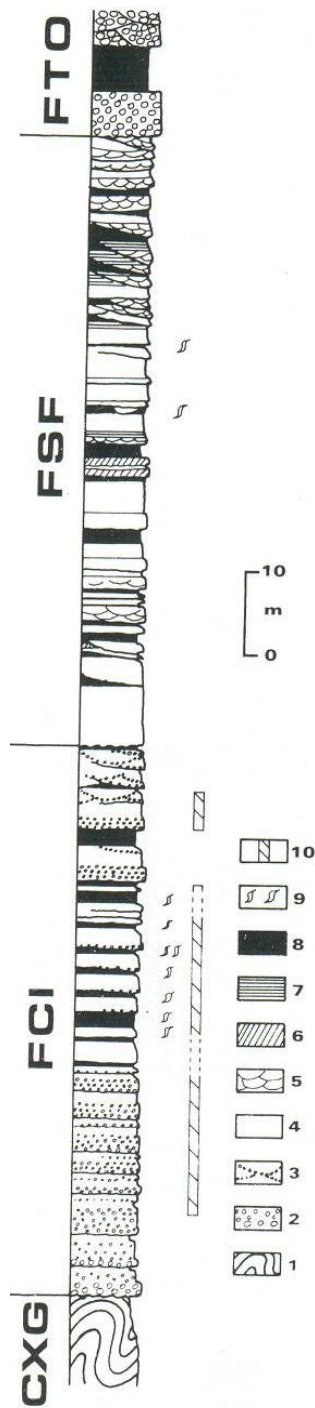


Figura 5.114 – Perfil de referência do Grupo de Beira Baixa, com as duas formações constituintes: Formação de Cabeço do Infante (FCI) e Formação de Silveirinha dos Figs (FSF). A coluna é relativa a região de Sarzedas. Apresentam-se as discordâncias com passagem ao grupo das Beiras (CXG) e à Formação da Torre (FTO). 1 – filitos e metagrauvaques; 2 – conglomerados maciços; 3 – conglomerados com estratificação entrecruzada côncava; 4 – arenitos maciços; 5 – arenitos com estratificação entrecruzada côncava; 6 – arenitos com estratificação oblíqua planar; 7 – arenitos laminados; 8 – siltitos; 9 – bioturbação (perfurações); 10 – cimentação por dolomite e/ou sílica (Cunha, 1996).

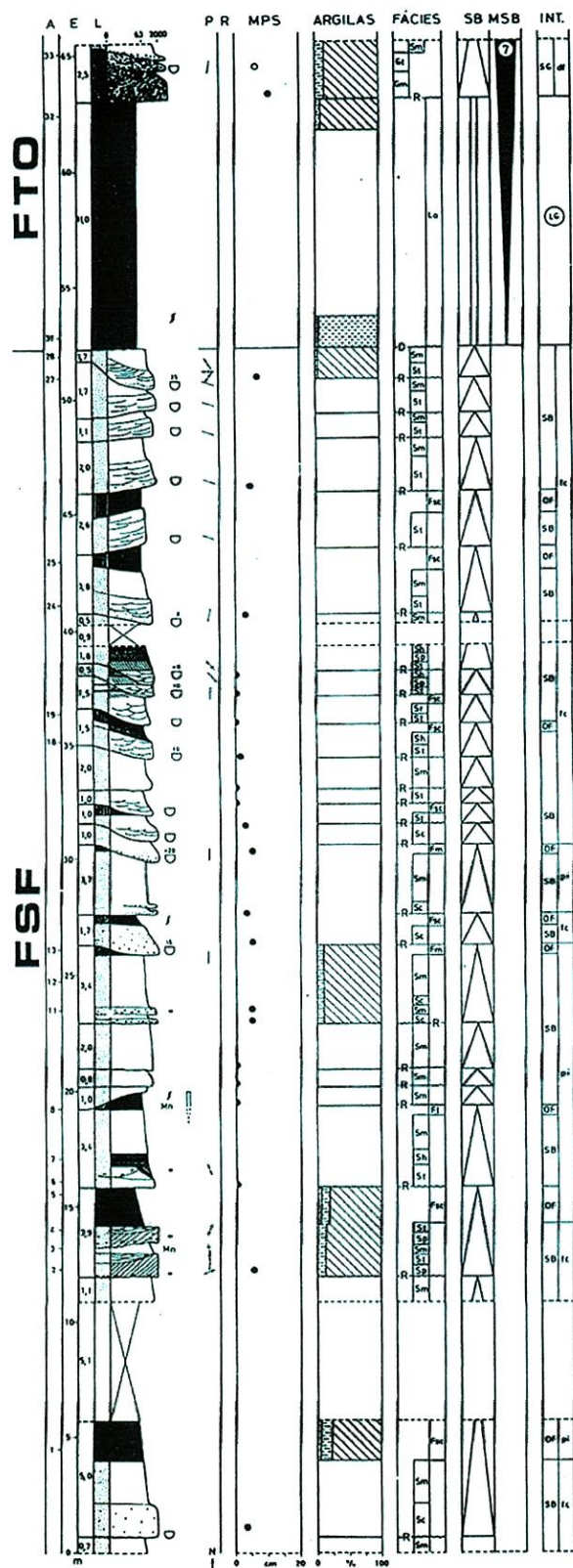


Figura 5.115 – Perfil de referência da Formação de Silveirinha dos Figs em São Sebastião de Sarzedas. Legenda: FSF – Formação de Silveirinha dos Figs; FTO – Formação da Torre (Cunha, 1996).

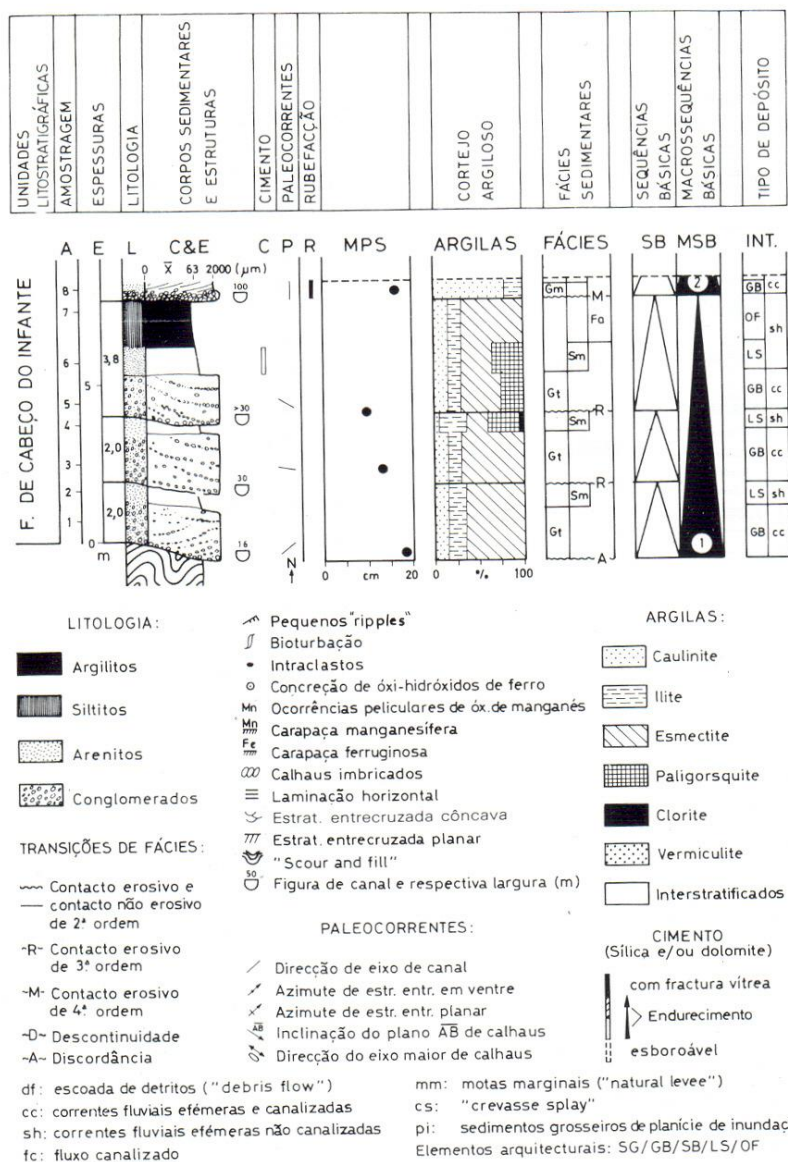


Figura 5.116 – Legenda dos perfis de Formação da Torre (FTO); Grupo de Beira Baixa e Formação de Silveirinha dos Figs (correspondente às figuras 5.113, 5.114 e 5.115) (Cunha, 1996).

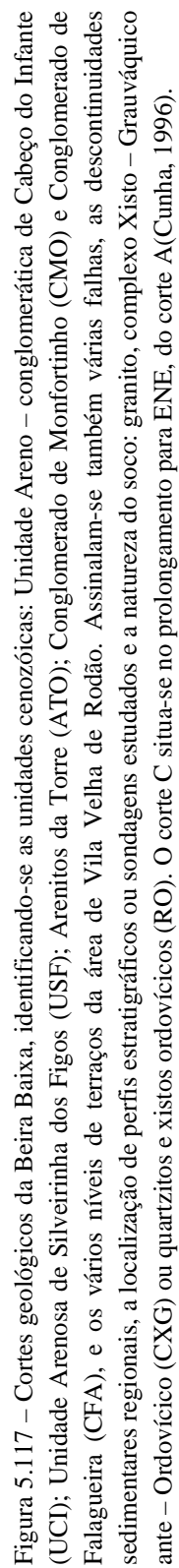


Figura 5.117 – Cortes geológicos da Beira Baixa, identificando-se as unidades cenozoicas: Unidade Arenó – conglomerática de Cabeço do Infante (UCI); Unidade Arenosa de Silveirinha dos Figos (USF); Arenitos da Torre (ATO); Conglomerado de Monfortinho (CMO) e Conglomerado de Falagueira (CFA), e os vários níveis de terraços da área de Vila Velha de Rodão. Assinalam-se também várias falhas, as descontinuidades sedimentares regionais, a localização de perfis estratigráficos ou sondagens estudados e a natureza do soco: granito, complexo Xisto – Grauváquico ante – Ordovícico (CXG) ou quartzitos e xistos ordovícicos (RO). O corte C situa-se no prolongamento para ENE, do corte A (Cunha, 1996).

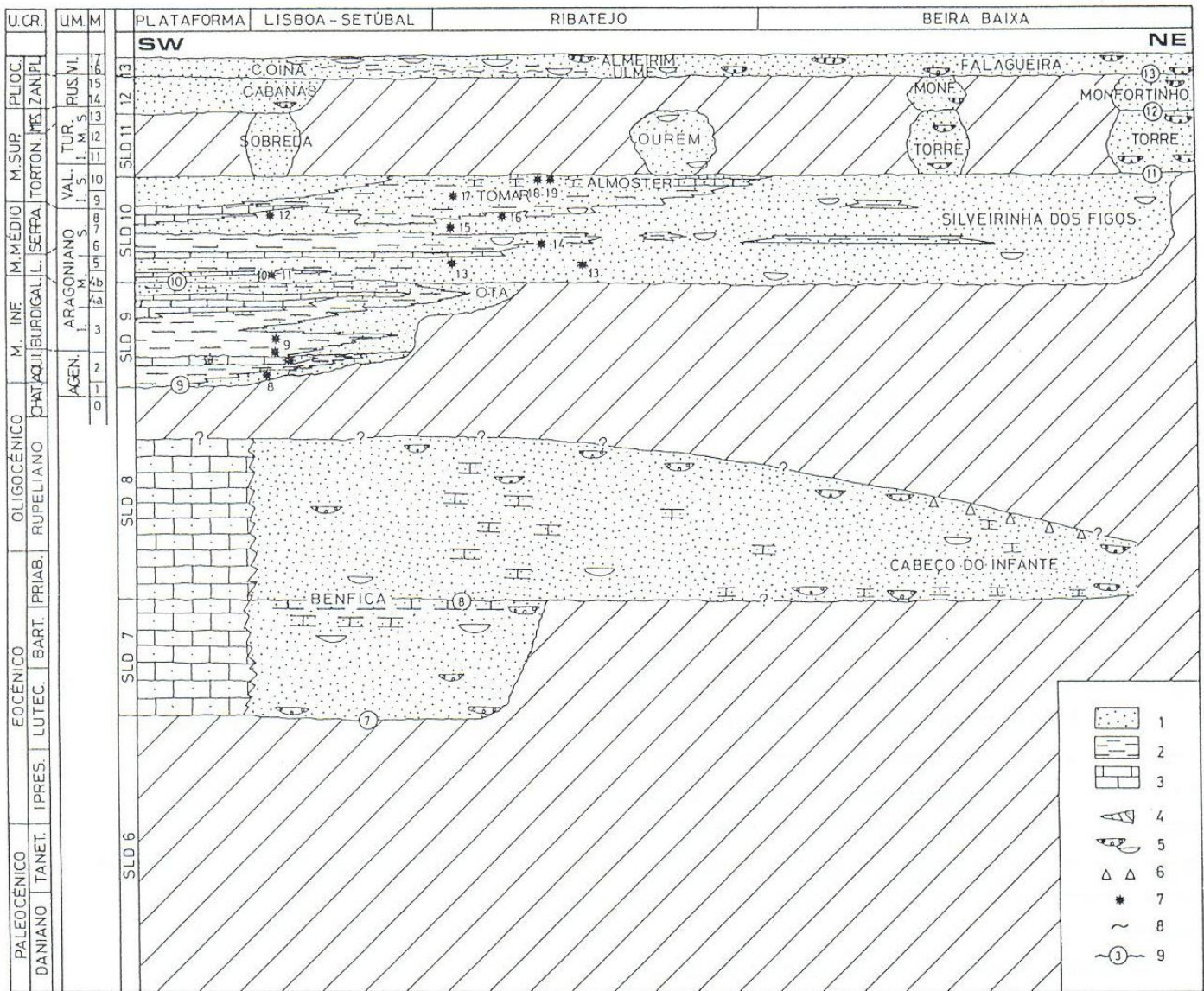


Figura 5.118 – Corte esquemático, segundo SW-NE, da Bacia do Baixo Tejo. Apresenta-se as principais unidades alostratigráficas: SLD7) Luteciano sup. – Bartoniano; SLD8) Priaboniano – Rupeliano; SLD9) Chatiano sup. – Burdigaliano; SLD10) Burdigaliano sup. – Tortoniano inf. SLD11) Tortoniano sup. – Messiniano; SLD12) Zancino; SLD13) Placenciano. Para o Neogénico utilizou-se a correlação entre escalas continentais e marinhas apresentada por Antunes & Pais (1993) e onde também se posicionam as principais jazidas de mamíferos de Lisboa/Almada e do Ribatejo. O registo sedimentar no “offshore” é mal conhecido, pelo que não se podem representar em pormenor as variações de fácies. 1: conglomerados e arenitos; 2: lutitos; 3: carbonatos; 4: canais de elevada sinuosidade; 5: canais de baixa sinuosidade; 6: silcreto; 7: jazida fóssil com valor cronostratigráfico; 8: lignitos; 9: descontinuidade com representação à escala de bacia; M: zonas MN (mamíferos) de Mein (1975) (Cunha, 1996).

Estrat.	Período	Época / Série	Idade / Anos	Unidades	Ma	Fase geológica	Sector distal			Sector intermédio	Sector proximal	Seq. limitadas por descontinuidades (Cunha, 1992)	Ambientes		
							Libras / Almada	Península de Setúbal	Libras / Almada				Continental	Marinha	Temperatura
Cenozóica	Neógeno	Holocénico	Versalino		0,01		Aluviões	Aluviões duros	Aluviões	Aluviões	Aluviões	SLD 14	10°C	10°C	10°C
		Pliocénico	Tertiarino				Terreiros	Terreiros	Terreiros	Terreiros	Terreiros		10°C	10°C	10°C
		Pliocénico	Castelano		1,8	Iberomanchega									
			Gelasino		2,6										
			Fluviocénico		3,6										
		Pliocénico	Int.		5,3										
			Zandiano		7,3										
			Messiniense												
		Miocénico	Tortoniano			Bética									
			Sarmatiano		11,8										
			Langhiense		13,7										
		Miocénico			16	"Anatólia" Neocastaliana									
		Miocénico				Anatólia									
Cenozóica	Paleógeno	Oligocénico	Aquitaniano		20,4	Castaliana									
			Chelino		23										
			Rupeliano												
		Eocénico	Paludoniano		34	Pirenica									
			Barrociniano												
			Lutetiano												
		Paleocénico	Paludoniano		56	Neofrancia									
			Tertiarino												
			Sarmatiano												
		Paleocénico	Paludoniano			Neofrancia									
			Tertiarino												
			Sarmatiano												
		Paleocénico	Paludoniano			Neofrancia									
			Tertiarino												
			Sarmatiano												

Tabela 5.43 – Correlação entre as unidades litostratigráficas dos sectores da Bacia Cenozóica do Baixo Tejo (Pais, *et al.*, 2008 in prep.).

Sector distal

5.6.3 – Formações

5.6.3.1 – Sector distal

Formação: Formação de Benfica
Unidade alostratigráfica: SLD 7-8
Bacia Sedimentar: Bacia do Baixo Tejo
Datação: Eocénico (médio e superior) e Oligocénico
Espessura máxima: 425 m
Distribuição Geográfica: Benfica, Carnide, Odivelas , Península de Setúbal.
Paleontologia: Carófitas
<p>Génese: a separação de Antunes (1979) em três unidades informais separadas por descontinuidades teve como base mudanças de ciclo de sedimentação. Assim, a unidade A é constituída, na sua parte inferior, por arcoses e conglomerados, com preponderância de detritos do Maciço Hespérico e na sua parte superior pelos “Calcários de Alfornelos” os quais correspondem ao máximo de sedimentação carbonatada. A unidade B seguinte, constituída por conglomerados ricos de calhaus de calcário mesozóicos, testemunha rejuvenescimento do relevo e mudança de fontes de alimentação, correspondente a outro ciclo. A unidade C, potentes massas de conglomerados, evidencia enormes diferenças de regime de sedimentação, correspondendo a clima semi-árido, transporte torrencial, com acarreo de clastos do Mesozóico da orla, denotando rejuvenescimento orográfico, sem dúvida relacionado com uma fase orogénica importante. A evolução deste ciclo foi no sentido do aparecimento de areias e argilas caulínicas com hidróxidos de ferro, tendência para laterização. À crise inicial, com erosão violenta, acabou por suceder um episódio de acalmia orogénica, com lixiviação intensa, em clima com possível alternância de estações, seca e húmida.</p> <p>Litologias: é constituída por depósitos continentais. É possível reconhecer a seguinte sucessão de cima para baixo (Zbyszewski, 1963): 5 – Margas e argilas avermelhadas ou alaranjadas (60 m); 4 – Conglomerados com clastos calcários (60 m); 3 – Margas avermelhadas (200 m) 2 – Calcários de Alfornelos, cobertos com um banco de conglomerados (15 m); 1 – Arenitos e Margas avermelhadas siliciclásticas (90 m). Choffat (1950) reconheceu 5 conjuntos que designou por assentadas (de cima para baixo): Margas avermelhadas com pequenos calhaus rolados e alguns calcários; Calcários de Alfornelos cobertos por conglomerados; Margas avermelhadas; Conglomerados com blocos calcários; Margas e argilas avermelhadas ou alaranjadas. Antunes (1979), interpretou os conjuntos líticos e reconheceu 3 conjuntos informais separados por descontinuidades (de cima para baixo): unidade C (>120m); unidade B (cerca de 206m); unidade A (cerca de 106m) (Ver quadro). A unidade A foi correlacionada com o Eocénico enquanto as unidades B e C foram atribuídas ao Oligocénico. Existem associações distintas de fácies com diferenciações a nível do acarreo detritico. Pena dos Reis et al., (2000) reconhece quatro associações de fácies (ver descrição). As fracções argilosas são ricas de paligorskite e de esmectite, esta associada aos níveis mais detriticos, enquanto a paligorskite abunda nos carbonatos e argilitos.</p>
<p>Bibliografia:</p> <p>Antunes, M. T. (1979) – Ensaio de síntese crítica acerca do cretácico terminal e do paleogénico de Portugal. <i>Ciências da Terra (UNL)</i>, 5:145-174</p> <p>Cunha, P. (2000) – Palealterações e cimentações nos depósitos continentais terciários de Portugal central: importância na interpretação dos processos antigos. <i>Ciências da Terra (UNL)</i>, 14: 145-154</p> <p>Pais, J.; Moniz, C.; Cabral, J.; Cardoso, J. L.; Legoinha, P.; Machado, S.; Morais, M. A.; Lourenço, C.; Ribeiro, M. L.; Henriques, P.; Falé, P. (2006) – Notícia explicativa, folha 34-D Lisboa, <i>INETI</i>.</p>

Tabela 5.44 – Caracterização da Formação de Benfica

Assentadas Choffat (1950)		Unidades Antunes (1979)		Associações de fácies Pena-dos-Reis, <i>et al</i> (2001)	
6ª assentada (60 m)	Margas e argilas muito resistentes, de cor vermelho - laranja claro com manchas brancas, com seixos (de basalto e das assentadas inferiores), passando, na parte superior, a arenito argiloso violeta, às vezes com crostas ferruginosas; calcários pouco importantes.	Unidade C (> 120 m)	Conglomerados espessos evidenciam enormes diferenças de regime de sedimentação. Com acarreio preponderante de clastos do Mesozóico da Orla, denotando notório rejuvenescimento orográfico, sem dúvida relacionado com fase orogénica importante.	A4 (sup.)	Inclina cerca de 10° e atinge cerca de 120 m de espessura. Ocorrem conglomerados e arenitos grosseiros com elementos rolados de calcários jurássicos (Calcários de S. Pedro, Xistos do Ramalhão) e cretácicos, basalto rochas filonéas, arenitos do Belasiano e de margas esverdeadas, cimentados por matriz argilosa avermelhada. O conjunto é encimado por conglomerados com grandes clastos de calcários e quartzitos e quartzito, em corpos de espessura métrica alternando com arenitos e lutitos vermelhos e castanhos, com horizontes carbonatados nodulares ou encrostados e com distintos índices de maturidade. Os corpos conglomeráticos têm tendência tabular. Os clastos de calcário e os de basalto são progressivamente mais abundantes e de maiores dimensões para o tecto. Evidenciam processos de alimentação local, na sequência da ruptura NE-SW que terá afectado unidades mesozóicas. Ocorrem episódios espasmódicos de deposição em canais de elevada energia e de geometria espalhada, intercalados com longos períodos de paragem e alteração pedológica, com formação de horizontes carbonatados encrostados.
5ª assentada (espessura não indicada)	Argilas de cor vermelho - tijolo escuro, pouco coerentes, com alternância de níveis ricos de pequenos clastos de quartzito e de arenitos argilosos de grão fino, mais resistentes, com seixos de quartzito na parte superior.				
4ª assentada (60 m)	Conglomerados com grandes clastos de calcários e quartzitos que Choffat considera pertencerem à 4ª assentada. Conglomerados com grandes blocos e seixos de calcários e arenitos jurássicos e cretácicos, basalto, argila, alguns seixos de xistos e quartzitos do Maciço Hespérico; cimento às vezes calcário. Conglomerados com matriz argilosa compacta, arenosa, rosada ou branca no exterior de superfícies estriadas que parecem de deslizamento, passando a calcário concrecionado mas sem níveis contínuos; calhaus de quartzito e de calcário cenomaniano.				
3ª assentada (200 m)	Argilas de cor vermelho - tijolo mais ou menos escuro, com bancos ricos de concreções calcárias, às vezes com leitos de arenitos, sem calhaus de quartzito, passando, no alto, a níveis mais carbonatados.	Unidade B (≈ 206 m)	Conglomerados ricos em calhaus calcários Mesozóicos, testemunham rejuvenescimento do relevo e mudança de fontes de alimentação. Passam a argilas vermelho - escuro, com níveis carbonatados - outro ciclo.	A3	Arenitos e lutitos avermelhados com níveis de concreções carbonatadas róseas. Ocorrem intercalações decimétricas de corpos lenticulares e canalizados de microconglomerados e arenitos grosseiros, com elementos essencialmente siliciclásticos, pouco rolados, e mais raramente de calcário (proveniente do Cretácico e do desmantelamento de crostas carbonatadas pouco evoluídas). Os corpos lenticulares e canalizados apresentam dimensões que não ultrapassam os 10m de largura e 2 m de espessura máxima. Não são detectáveis elementos basálticos. Correspondem à instalação de episódios de sedimentação com decantação de materiais finos avermelhados e ao desenvolvimento de horizontes intercalados de crostas calcárias.
2ª assentada (16 m)	Conglomerados com calhaus de quartzito, sílex e calcários cenomanianos, com argila branca passando a vermelho claro; os clastos calcários são cada vez mais abundantes para o topo (6 m).				
	“Calcários de Alfomelos”, brancos, resistentes, nodulosos, com grãos de quartzo e possíveis estruturas orgânicas (10 m).	Unidade A (≈ 106 m)	Na parte inferior, conglomerados, calcários e arcoses, com predominância de detritos do Maciço Hespérico, em particular, dos granitos, seguindo-se um nível conhecido por “Calcários de Alfomelos” Representam um estágio final, em parte lacustre, do mesmo ciclo a que pertencem as arcoses da parte superior.	A2	Conglomerados e arenitos siliciclásticos, com cimento carbonatado, cor vermelho-tijolo, rosada, e esverdeada clara, associados, local e lateralmente, a horizontes de calcários micríticos brancos, nodulosos e às vezes pulverulentos, conhecidos como “calcários de Alfomelos”. Têm fácies lacustre e palustre e foram alvo de acções pedogenéticas e diagenéticas importantes; em parte, correspondem a calcretos.
1ª assentada (90 m)	Arcoses, frequentemente grosseiras, derivadas de granitos hercínios, com alguns bancos carbonatados; argilas; cor predominante vermelho - tijolo ou rosado (por diagénese), esverdeado claro quando não tenha havido alteração Conglomerados e bancadas de calcário: clastos provenientes essencialmente do Maciço Hespérico (xisto, quartzo filoniano, quartzito, granito), alguns do Mesozóico (sílex, arenitos, calcários, basalto) (3-4 m).				
				A1	Conglomerados e arenitos siliciclásticos, com estratificações obliquas em ventre, matriz areno-lutítica, e elementos de quartzito, quartzito, lítido, xistos e clastos feldspáticos, de cor esverdeada. Estes clastos têm origem no Maciço Hespérico ou foram retomados de depósitos detriticos mesozóicos. Localmente, ocorrem margas avermelhadas ou esbranquiçadas. Ocasionalmente, existem nos conglomerados clastos rolados de calcários mesozóicos.
				A4 (Inf)	Conglomerados semelhantes ao A4 sup. mas menos potentes, grosseiros e maduros. Significado paleogeográfico distinto do A4 sup.

Tabela 5.45 – Organização da Formação de Benfica: Assentadas (Choffat, 1950); Unidades (Antunes, 1979a); Associações de fácies (Pena-dos-Reis, *et al.*, 2001).



Figura 5.119 – Formação de Benfica, Paleogénico, Picheleiros – Azeitão (Foto João Pais).



Figura 5.120 – Formação de Benfica, Paleogénico, Picheleiros – Azeitão (Foto João Pais).

Formação: “Divisões” de Cotter, 1956 (unidades litostratigráficas da área de Lisboa/Almada).
Unidade alostratigráfica: SLD9-10
Bacia Sedimentar: Bacia do Baixo Tejo
Datação: Aquitânico – Tortoniano
Espessura máxima:
Distribuição Geográfica: Lisboa/Almada
Paleontologia: tabelas 5.50, 5.51 e 5.52
Génese: tabelas 5.47, 5.48 e 5.49
Litologias: Div. I “Argilas e Calcários com <i>Vénus ribeiroi</i> ”; Div. II “Areolitos com <i>Chlamys pseudopandorae</i> da Estefânia”; Div. III “Banco Real”; Div. IVa “Argilas do Forno do Tijolo”; Div. IVb “Areias da Quinta do Bacalhau”; Div. Val, “Calcários com <i>Chlamys scabrella</i> de Casal Vistoso”; Div. Va2 “Areias com <i>Placuna miocenica</i> ”; Div. Va3 “Calcários com <i>Chlamys scabriuscula</i> de Musguetira”; Div. Vb, “Areias do Vale de Chelas”; Div. Vc “Calcários com fósseis espáticos e <i>Anomia choffati</i> da Quinta da Concha”; Div. Via “Argilas azuis de Xabregas”; Div. Vlb “Grés de Grilos”; Div. Vlc “Calcários de Marvila”; Div. Villa “Areias de Braço de Prata”; Div. VIib “Areias de Cabo Ruivo”. (ver quadro).
Bibliografia: Antunes, M. T.; Legoinha, P.; Nascimento, A.; Pais, J. (1996) – The evolution of the Lower Tagus basin (Lisbon and Setúbal Peninsula, Portugal) from lower to early Middle Miocene; <i>Géologie de la France</i> , 4: 59-77. Cotter, J. C. (1956) – (publ. póstuma) O Miocénico marinho de Lisboa. <i>Comu. Serv. Geol. Port.</i> , supl. XXXVI, 170 p. Pais, J.; Moniz, C.; Cabral, J.; Cardoso, J. L.; Legoinha, P.; Machado, S.; Morais, M. A.; Lourenço, C.; Ribeiro, M. L.; Henriques, P.; Falé, P. (2006) – Notícia explicativa da folha 34-D Lisboa. <i>INETI</i> .

Tabela 5.46 – Caracterização das “Divisões” de Cotter

Seq. depos.	“Divisão” de Cotter	Caracterização
A1	Divisão I “Argilas e Calcários com <i>Vénus ribeiroi</i> ”	A idade da base ainda não é bem conhecida. Foram obtidas idades K/Ar em glauconite para o mesmo depósito (numa posição muito baixa): 24 ± 1 Ma e $21,1 \pm 0,5$ Ma. O ambiente correspondente não é favorável à obtenção de bons indicadores biostratigráficos como foraminíferos planctónicos. A macrofauna de invertebrados, incluindo ostracodos, parece apontar para Aquitaniano. A fauna de mamíferos está pobremente representada por restos de Sirenídeos, e pequenos mamíferos nos níveis marinhos inferiores, a NE de Lisboa. As águas marinhas inundaram aquela área mais tarde que em Lisboa. Os pequenos mamíferos podem ser atribuídos à zona MN2 (parte superior) (zona Ibérica Z), Aquitaniano tardio, sem excluir totalmente a parte inferior do MN3, Burdigaliano inferior.
A2		
BØ	Divisão II “Areias com <i>Chlamys pseudopandorae</i> da Estefânia”	Unidade regressiva composta, principalmente, por areias finas e silts associados a argilitos, as vezes com ostras. O limite entre as unidades I e II é convencional. Argilas de Horta das Tripas, possuem fauna MN3 (parte inferior) com <i>Brachyodus</i> e <i>rinocerontes</i> ; não são conhecidos proboscídeos. Estas argilas têm sido atribuídas à unidade I (parte mais superior), mas devem ser incluídas na unidade II. Um pouco mais acima existem maioritariamente areias finas com ostreídeos e vertebrados: peixes marinhos crocodilianos e mamíferos; pequenos mamíferos têm sido atribuídos a MN3 (parte inferior), Burdigaliano inferior.
B1	Divisão III “Banco Real” e Divisão IVa “Argilas do Forno do Tijolo”	Teve lugar a maior transgressão do Burdigaliano. Existe uma desconformidade que pode ser vista como uma superfície transgressiva entre as unidades II e III. A última dá seguimento à unidade IVa (siltes azulados ricos em pirite e areias siltosas). A parte superior da IVa mostra que a profundidade e salinidade estavam a decrescer (macrofósseis de plantas, <i>Cerithium</i> e outros moluscos mais ou menos tolerantes a baixas salinidades). Foraminíferos planctónicos apontam as zonas N5-6 para a unidade IVa de Cotter.
	Divisão IVb “Areias da Quinta do Bacalhau”	Unidade progradante inclui areias feldspáticas fluviais em Lisboa e, sobretudo, areias estuarinas na Península de Setúbal. As areias fluviais compreendem grandes mamíferos como gomphotherios mas ainda não Prodeinotherios, <i>rinocerontes</i> e especialmente o ultimo <i>Brachyodus</i> ; parte inferior da zona MN4, (Zona Ibérica B) (Burdigaliano).

Tabela 5.47 – Caracterização das “Divisões” de Cotter, 1956.

B2	Divisão Va1 “Calcários com <i>Chlamys scabrella</i> de Casal Vistoso” Divisão Va2 “Areias com <i>Placuna miocenica</i> ”	<p>Apesar de corresponder a um breve período de tempo estas unidades são especialmente interessantes. Estão representados dois ciclos deposicionais: o primeiro corresponde ao Va1 (arenitos marinhos de pouca profundidade biocalcarenitos/recife algal com <i>Lithothamnium</i>) e Va2 (areias fluviais, seguido na parte superior por areias finas, em parte eólicas, e camadas finas de argilas) e o segundo corresponde ao Va3 (biocalcarenitos grosseiros marinhos de pouca profundidade) e Vb (areias fluviais feldspáticas). A superfície de transgressão está situada, respectivamente, na base dos arenitos marinhos de pouca profundidade Va1 e na unidade Va3.</p> <p>Lisboa é a área tipo para as unidades de Cotter. Na Península de Setúbal, as areias fluviais Va2 e Vb não estão representadas mas há depósitos correlativos que têm carácter marinho litoral. Va1 e Va2 são atribuídas ao Burdigaliano sup., Va3 e Vb ao Langhiano.</p>
L1	Unidade Va3 “Calcários com <i>Chlamys scabriuscula</i> de Musgueira” Divisão Vb “Areias de Vale de Chelas”	
S1	Divisão Vc “Calcários com fósseis espáticos e <i>Anomia choffati</i> de Quinta da Concha” e Divisão VIa “Argilas azuis de Xabregas”	<p>Um novo conjunto de depósitos transgressivos (Vc) é representado por conglomerados marinhos de baixa profundidade com grande proporção de válvulas de Ostreídeos, seguido por areias e depósitos finos (biocalcarenitos siltosos em alternância com argilas siltosas). Na área de Almada (Península de Setúbal) sedimentos supostamente correlativos têm um carácter marinho mais forte (arenitos marinhos de baixa profundidade alternando argilitos). A unidade Vc representa os primeiros estádios da transgressão mais importante (Serravaliano), cujo apogeu corresponde à fácies mais profunda conhecida na Bacia do Baixo Tejo e à unidade VIa (argilas siltosas piritosas azuladas alternando com camadas de moluscos carbonatados. Vc é atribuído ao Langhiano sup. e VIa ao Serravaliano.</p>
S2	Divisão VIlb “Grés de Grilos”	<p>Na margem esquerda do Tejo é difícil individualizar os Grés dos Grilos e os Calcários de Marvila, pelo que são considerados em conjunto. Constituem banda estreita que se estende da Margueira, Pragal, Alto de Brielas e Costa da Caparica. São constituídos por arenitos finos e biocalcarenitos amarelados com numerosos fragmentos de Equinídeos de que se destaca <i>Schizaster scillae</i>. Na parte inferior, são constituídos por arenitos finos micáceos; para o topo estão representados siltitos muito micáceos de cor cinzento esverdeado.</p> <p>Os Grés de Grilos são constituídos por biocalcarenitos amarelados com fragmentos rolados de moluscos, a que sucedem arenitos grosseiros, de cor amarelo-torrado, com moluscos (principalmente <i>Ostrea crassissima</i>) e equinodermes. Apenas podem ser individualizados na margem direita do Tejo, na região de Lisboa, prolongando-se para Loures. Têm espessura total de 14 m, dos quais 5 m basais são incluídos na sequência deposicional S1.</p> <p>Os calcários de Marvila representam uma nova sequência deposicional. A base é uma superfície de descontinuidade (D9, 11,6 Ma) que corresponde a superfície transgressiva. É constituído por biocalcarenitos grosseiros, ricos de moluscos (em regra de grandes dimensões, passando a arenitos finos de cor amarelada clara e a argilas cinzentas rica de ossos de cetáceos. Atingem cerca de 12 m de espessura. Aflora entre Marvila, Poço do Bispo e Quinta do Jardim.</p>
T1	Divisão VIc “Calcários de Marvila”	

Tabela 5.48 – Caracterização das “Divisões” de Cotter, 1956 (cont. I).

Stages	Aquitanian		Burdigalian		Langhian			
Upper boundary isotopic age of the DS	20Ma		17.8Ma		16.4Ma		15.3Ma	
Mammal zones	MN2b	MN3	MN3/4	MN4	MN5			
Iberian zones	Z (lower)	Z (upper)	A/B	C	Db	De	D (c?)	Dd/E
Main localities	Km 10	Tripas/U. Cat/Av. Urug.	Qt. Narig./Cr. Rei	Qt. Pomb./Pedreira	Chelas 1	Chelas 2	Quintanella	Amor
Depositional sequences (DS)	A2		B1	B2	L1			
CREODONTA								
<i>Hyainailurus sulzeri</i>					*			
CARNIVORA								
<i>Amphicyon olisiponensis</i>			*					
<i>Amphicyon giganteus</i>				*	*			
<i>Amphicyon</i> sp.				*	*			
<i>Hemicyon cf. stehlini</i>			*					
<i>Hemicyon stehlini</i>				*				
<i>Hemicyon sansaniensis parvus</i>					*			
<i>Plithocyon antunesi</i>			*		*			
<i>Ischyrixis cf. bezianensis</i>				*	*			
<i>Martes cf. munki</i>				*				
<i>Mustelidae</i> ind.				*				*
<i>Viverra (Viverrictis) modica</i> aff. <i>vetusta</i>				*	*			
<i>Pseudaelurus transitorius</i>		*						
<i>Pseudaelurus turnauensis</i>			*	*	*			
<i>Pseudaelurus lorteti</i>				*	*			
<i>Pseudaelurus romieviensis</i>					*			
ARTIODACTYLA								
<i>Brachyodus intermedius</i>		*						
<i>Brachyodus onoides</i>			*					
<i>Aurellachoerus aurelianensis</i>		*						
<i>Bunolistriodon lockarti</i>				*	*			
<i>Hyotherium soemmeringi</i>					*			*
<i>Tauroscaphium primum</i>				*	*			
<i>Cainotherium</i> sp.	*	*						
<i>Cainotherium miocaenicum</i>			*	*	*	*		*
<i>Dorcatherium crassum</i>				*	*		*	
<i>Andegomeryx andegaviensis</i>	*							
<i>Amphitragulus aurelianensis</i>				*	*			
<i>Procervulus dichotomus</i>				*		*	*	
? <i>Lagomeryx ruetimeyeri</i>				*				
<i>Lagomeryx minimus</i>				*			*	*
<i>Cervidae</i> ind. 1								*
<i>Cervidae</i> ind. 2								*
<i>Palaeomeryx kaupi</i>			*	*	*		*	*
<i>Eotragus artensis</i>				*				
PERISSODACTYLA								
<i>Anchitherium</i> sp.			*					
<i>Anchitherium cf. esquerra</i>					*			
<i>Protaceratherium minimum</i>		*						
<i>Diaceratherium cf. aurelianensis</i>		*						
<i>Plesiaceratherium platyodon</i>			*					
<i>Plesiaceratherium lumaiense</i>				*	*			
<i>Prosantorhinus cf. germanicus</i>			*	*	*			
<i>Lartetotherium sansanensis</i>				*	*			
<i>Hispanotherium matritensis</i>					*		*	*
<i>Iberotherium rexmanuelli</i>				*				
<i>Iberotherium rexmanuelli zbyzowski</i>					*			
<i>Schizotheriinae</i> ind.					*			
PROBOSCIDEA								
<i>Gomphotherium angustidens</i>			*	*	*		*	*
<i>Zygodontophodon turicensis</i>			*	*	*			
<i>Prodeinotherium cuvieri</i>				*	*		*	
SIRENIA								
<i>Cf. Halitherium</i> sp.		*						
<i>Metaxytherium medium</i>			*(?)	*	*			

Tabela 5.50 – Mamíferos do Miocénico inferior a médio de Lisboa. Os ruminantes estão segundo Antunes *et al.* (1994). Os mamíferos grandes e médios foram revistos por L. Ginsburg (Paris) e por Antunes. Os pequenos mamíferos foram revistos por P. Mein (Lyon). Principais locais: H. Tripas = Horta das Tripas; U. Cat. = Universidade Católica; Av. Urug. = Avenida do Uruguai; Qt. Narig. = Quinta do Narigão; Cr. Rei = Cristo Rei; Qt. Pomb./Pedreiras = Quinta do Pombeiro/Quinta das Pedreiras (Antunes, 2000).

Stages	Aquitanian	Burdigalian		Langhian			
Upper boundary isotopic age of the DS		20Ma	17.8Ma	16.4Ma	15.3Ma		
Mammal zones	MN2b	MN3	MN3/4	MN4	MN5		
Iberian zones	Z (lower)	Z (upper)	A/B	C	Db	Dc	D (c?)
Main localities	Km 10	Tripas/U. Cat/Av. Urra	Qt. Narig./Cr. Re	Qt. Pomb./Pedreira	Chelas 1	Chelas 2	Quintanelas
Depositional sequences (DS)	A2	B1	B2	L1			Amor
INSECTIVORA							
<i>Galerix symeonidisi</i>				*			
<i>Galerix cf. exilis</i>							*
<i>Galerix sp.</i>	*				*	*	
<i>Crocidosorex antiquus</i>		*					
<i>Miosorex aff. grivensis</i>							*
<i>Soricidae ind.</i>	*						
<i>Amphechinus sp.</i>		*					
<i>Paratalpa sp.</i>		*					
<i>Dimylidae ind.</i>		*					
LAGOMORPHA							
<i>Lagopsis spiracensis</i>	*						
<i>Lagopsis cadeoti</i>		*					
<i>Lagopsis peñai</i>			*	*	*	*	
<i>Lagopsis cf. peñai</i>							*
<i>Prolagus vasconiensis</i>		*					
<i>Prolagus oeningensis</i>							*
RODENTIA							
<i>Heteroxerus paulhiacensis</i>	*						
<i>Heteroxerus cf. paulhiacensis</i>		*					
<i>Heteroxerus rubricati (archaic)</i>		*					
<i>Heteroxerus rubricati</i>			*	*	*	*	
<i>Atlantoxerus blacki</i>				*			
<i>Palaeosciurus fissurae</i>	*						
<i>Blackia miocaenica</i>	*						
<i>Sciuridae ind.</i>	*						
<i>Myoglis sp.</i>		*					
<i>Glirudinus modestus</i>	*	*					
<i>Microdyromys legidensis</i>		*					
<i>Microdyromys koenigswaldi</i>					*	*	*
<i>Peridyromys murinus</i>	*	*	*				
<i>Pseudodyromys ibericus</i>	*	*		*	*		
<i>Pseudodyromys robustus</i>			*				
<i>Praearmantomys ginsburgi</i>				*			
<i>Armantomys sp. (parsani ?)</i>		*					
<i>Armantomys aragonensis</i>					*		
<i>Prodryomys brailloni</i>	*						
<i>Ligerimys antiquus</i>	*	*	*				
<i>Melissiodon dominans</i>	*						
<i>Melissiodon sp.</i>						*	
<i>Eucricetodon infralactorensis</i>		*					
<i>Megacricetodon collongensis</i>				*	*	*	*
<i>Democricetodon sp. (hispanicus ?)</i>				*			
<i>Democricetodon sp. nov.</i>					*		
<i>Pseudofahlbuschia jordensi</i>						*	
<i>? Cricetodon sp.</i>							*
CETACEA Odontoceti							
<i>Delphinidae ind.</i>			*				

Tabela 5.51 – Mamíferos do Miocénico inferior a médio de Lisboa (cont.) (Antunes, 2000).

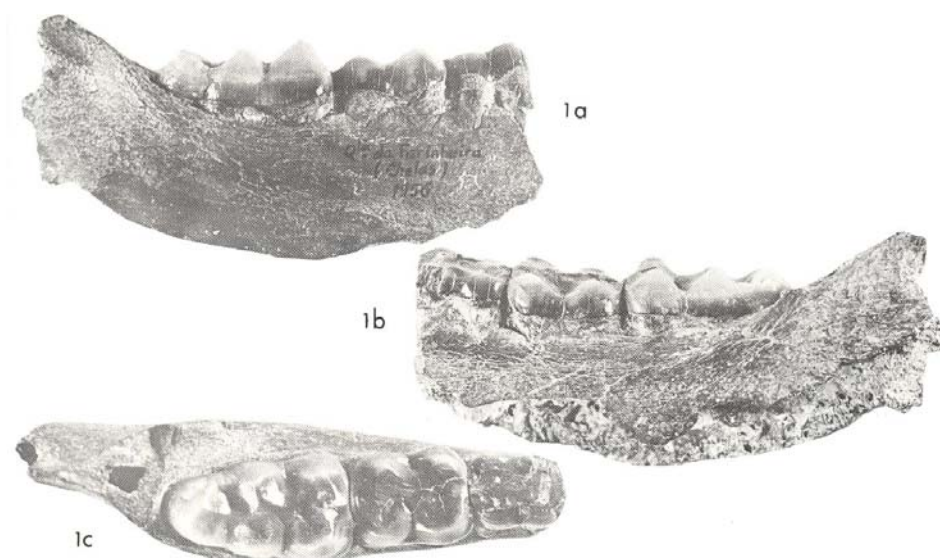


Figura 5.122 – *Bunolistriodon lockharti*, (POMEL), Burdigaliano sup. – Langhiano, Quinta da Farinheira (Antunes & Estravís, 1986)

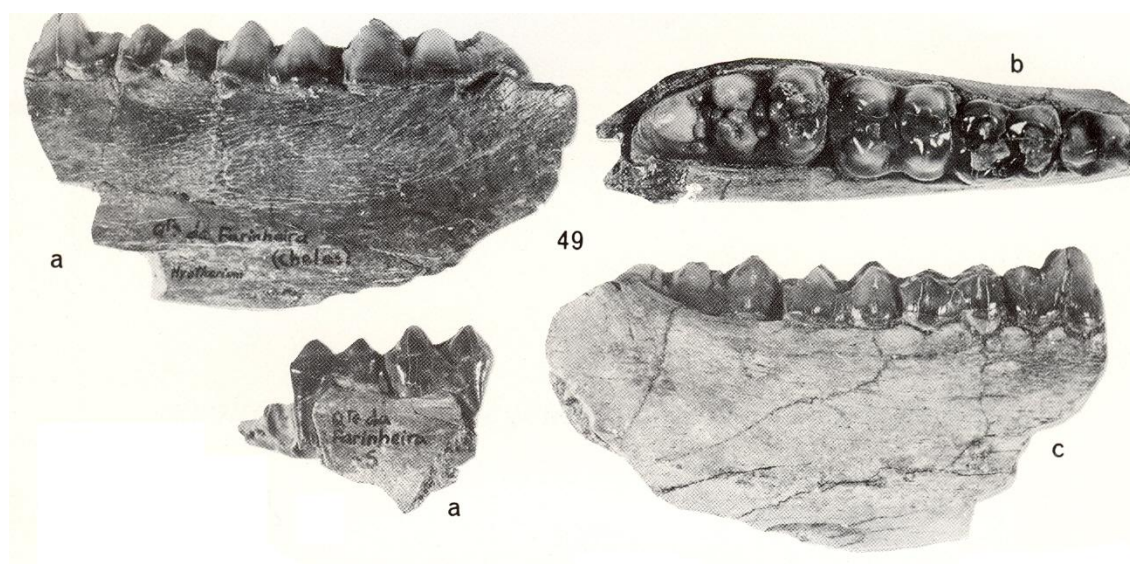


Figura 5.123 – *Hyotherium soemmeringi* H. v. MEYER, Burdigaliano sup. – Langhiano, Quinta da Farinheira (Antunes & Estravís, 1986).

Plantas	<p><i>Lygodium gaudini</i> Heer <i>Comptonia acutiloba</i> (Unger) Saporta <i>Myrica</i> cf. <i>lignitum</i> (Unger) Saporta (*) <i>Populus serrulatus</i> (Heer) Pais <i>Ulmus bronnii</i> Unger <i>Podogonium oeningense</i> (Koenig) Kirchheimer <i>Zelkova zelkovaefolia</i> (Unger) Buzek & Kotlaba (*) <i>Sapindus falcifolius</i> (Braun) Braun <i>Magnolia oedipa</i> (Heer) Pais <i>Daphnogene polymorpha</i> (Braun) Knobloch & K vacek Cf. <i>Engelhardtia orsbergensis</i> (Wessel & Weber) Jahníchen, Maí & Walther (*) <i>Gleditschia knorrii</i> (Heer) Gregor</p>
Seláceos (número de dentes)	<p>Squalomorphii <i>Pristiophorus</i> sp. (5)</p>
	<p>Geleomorphii <i>Megascyliorhinus miocaenicus</i> (Antunes & Jonet) (3) <i>Scyliorhinus joleaudt</i> Cappetta (23) <i>Paragaleus pulchellus</i> Jonet (24) <i>Hemipristis serra</i> Agassiz (1) <i>Galeocерdo aduncus</i> Agassiz (1) <i>Rhizoprionodon</i> sp. (7) <i>Carcharhinus priscus</i> Agassiz (92) <i>Sphyrna</i> sp. (19)</p>
	<p>Batomorphii <i>Rhynchobatus pristinus</i> Probst (20) <i>Rhinobatos</i> sp. (70) <i>Dasyatis</i> gr. <i>centroura</i> Mitchill (123) <i>Dasyatis</i> gr. <i>gigas</i> Günther (194) <i>Myliobatis</i> sp. (10) <i>Pteromylaeus</i> sp. (2) <i>Rhinoptera</i> sp. (3)</p>

Tabela 5.52 – Fósseis não mamíferos de Cristo Rei, (Burdigaliano, Div. IVb, SD B1).

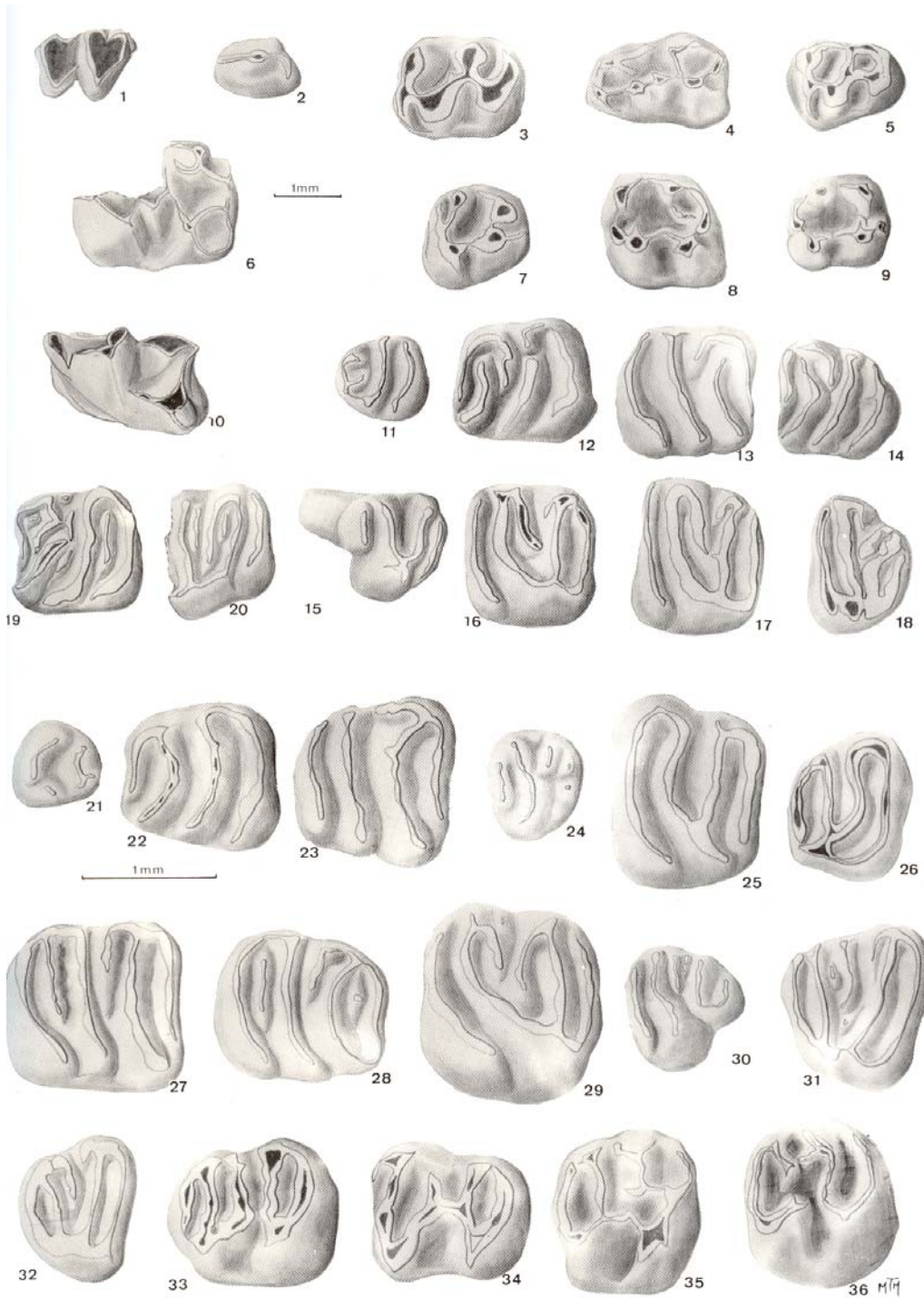


Figura 5.124 - 1 - *Paratalpa* sp.; 2 - *Dirnyliidae* indét.; 3-5 - *Eucricetodon infralactorensis* (VIRET, 1930); 6 - *Melissiodon dominans* DEHM, 1950; 7-8 - *Heteroxerus vireti* BLACK, 1965; 9 - *Heteroxerus rubricati* CRUSAFONT & VILLALTA, 1955 10 - *Crocidosorex* cf. *antiquus* (POMEL, 1853); 11-18 - *Peridyromys murinus* (POMEL, 1853); 19-20 - *Microdyromys legidensis* DAAMS, 1981; 21-26 - *Pseudodryomys simplicidens* DE BRVIJN, 1966; 27-32 - *Pseudodryomys ibericus* DE BRVIJN, 1966; 33-36 - *Ligerimys antiquus* FAHLBVSCH, 1970. Burdigaliano inf., Avenida do Uruguai, Lisboa (Antunes & Mein, 1986).

Foi possível caracterizar a evolução das condições de temperatura e humidade em ambientes continentais, recorrendo à informação fornecida pelas plantas (macrorestos, pólenes e esporos) e por alguns mamíferos (tabela 5.53).

De uma maneira geral os ambientes foram tropicais a subtropicais no Miocénico inferior passando a situação mais temperada para o Miocénico superior. No início do Miocénico médio (Langhiano) registou-se um episódio de aridez e no Serravaliano houve um máximo de humidade.

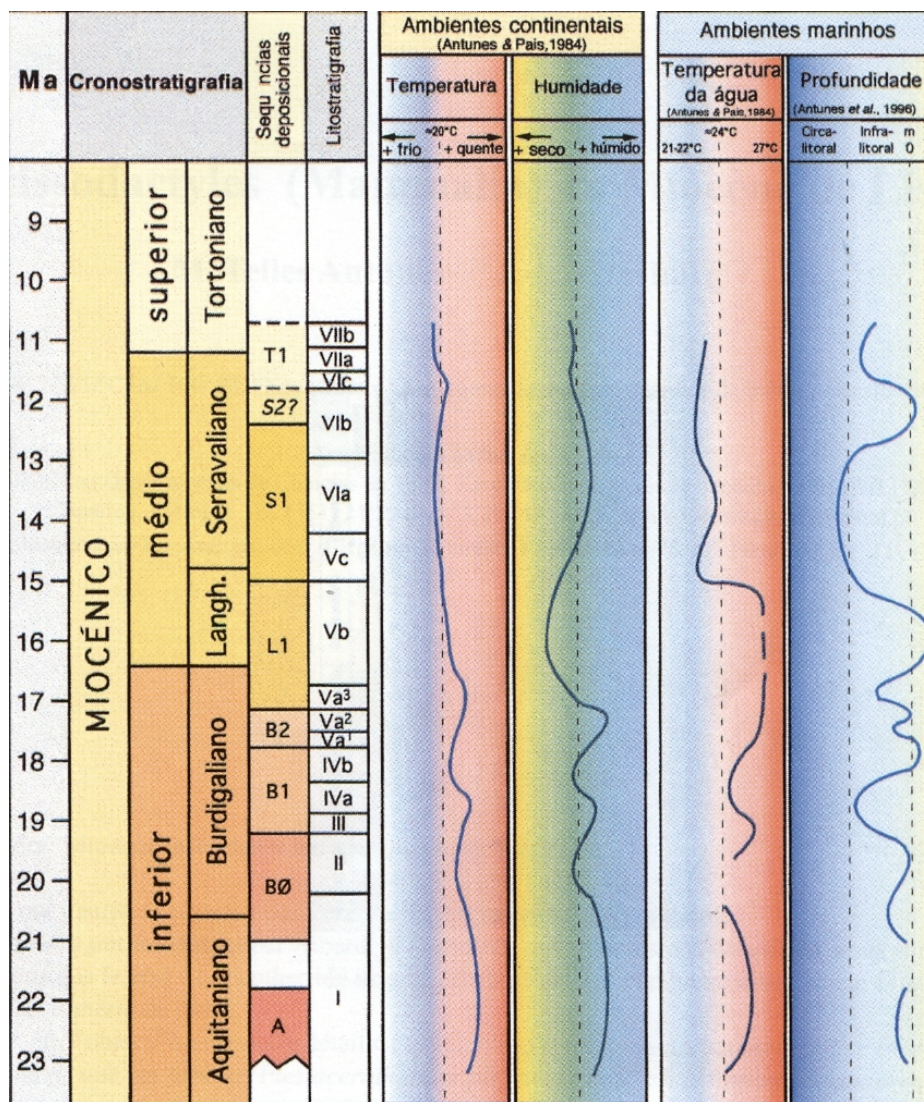


Tabela 5.53 – Evolução da temperatura e humidade durante o Miocénico (Pais, 1999).

Formação: Formação de Santa Marta (Areias de Santa Marta)
Unidade alostratigráfica: SLD 13
Bacia sedimentar: Bacia do Baixo Tejo
Datação: Placenciano
Espessura máxima: 320 m em Pinhal Novo, mas na faixa litoral não ultrapassam 50 m.
Distribuição geográfica: Península de Setúbal
Paleontologia: restos de vegetais, bancos de ostras, para além de outros moluscos, incluindo <i>Dreissena</i> (areiro de Mesquita). Em Alfeite, Cruz de Pau, Paio Pires são conhecidos arenitos amarelados a avermelhados com moluscos marinhos.
Génese: correspondem, no essencial, a sedimentação fluvial com curta invasão marinha.
Litologias: na base ocorrem conglomerados pouco espessos descontínuos, melhor expostos junto à Lagoa de Albufeira e na zona de capuchos (Caparica). Seguem-se areias finas a grosseiras, quase sempre arcósicas, frequentemente com estratificação entrecruzada e/ou estruturas convolutas, fluviais. A cor é variável desde o branco (areias de Coima) até o vermelho e amarelo. Os fundos de canal estão atapetados por leitos de calhaus muito rolados, alguns de rochas ígneas. No seio das areias ocorrem blocos isolados de arenitos cretácicos e nódulos de sílex. Na fracção argilosa predominam caulinite e illite. A montmorilonite ocorre nos níveis fossilíferos e nos mais argilosos. Na região do Laranjeiro, estes níveis incluem clastos de basalto provenientes da região de Lisboa denunciando a existência de drenagem local de N para NW para o interior da Península de Setúbal.
Outros: as areias têm sido exploradas para a construção civil, foram fonte de ouro na Adiça desde a época romana até finais do sec. XIX. Em 2000 foi descoberto, na Cruz de Pau, um conjunto de galerias e de poços que se pensa serem fruto de mineração romana onde o INETI reconheceu a presença de ouro, associado a minerais de terras – raras. As argilas são utilizadas para cerâmica. Na parte central do sinclinal de Albufeira, as areias são brancas e exploradas na região da Apostiça e de Coima.
Bibliografia: Azevedo, M. T. (1982) – <i>O sinclinal de Albufeira: Evolução Pós-Miocénica e Reconstituição Paleogeográfica</i> . Dissertação de doutoramento, Univ. de Lisboa, 296 p. Pais, J.; Moniz, C.; Cabral, J.; Cardoso, J. L.; Legoinha, P.; Machado, S.; Morais, M. A.; Lourenço, C.; Ribeiro, M. L.; Henriques, P.; Falé, P. (2006) - Notícia explicativa da folha 34-D Lisboa, INETI.

Tabela 5.54 – Caracterização da Formação de Santa Marta

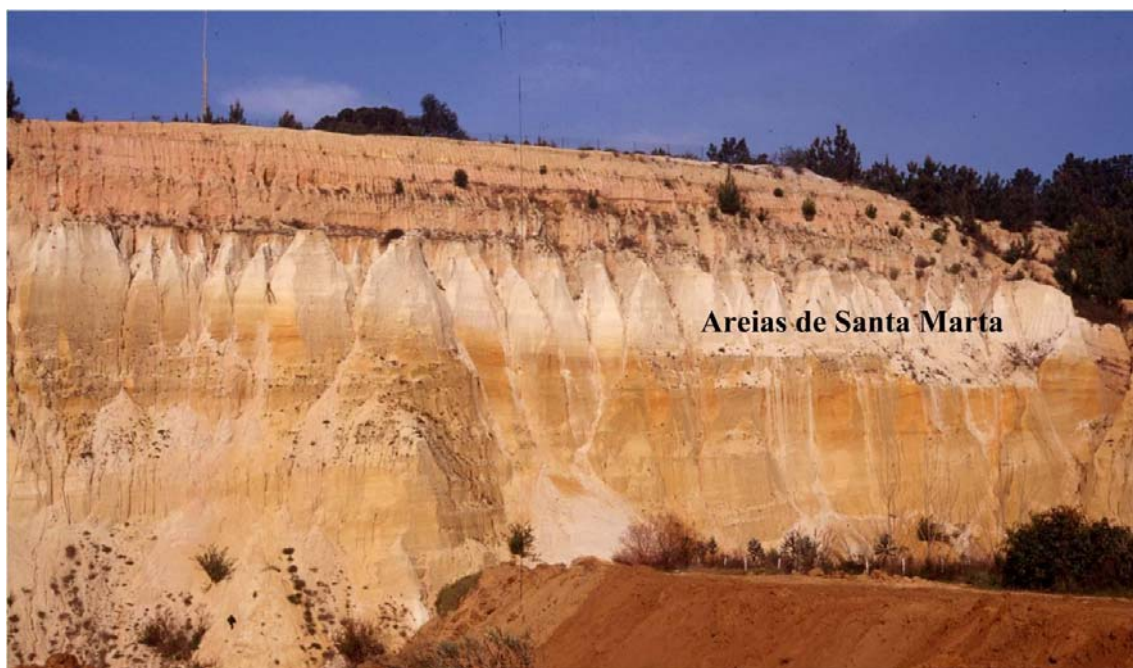


Figura 5.125 – Areias de Santa Marta em Corroios (foto João Pais)

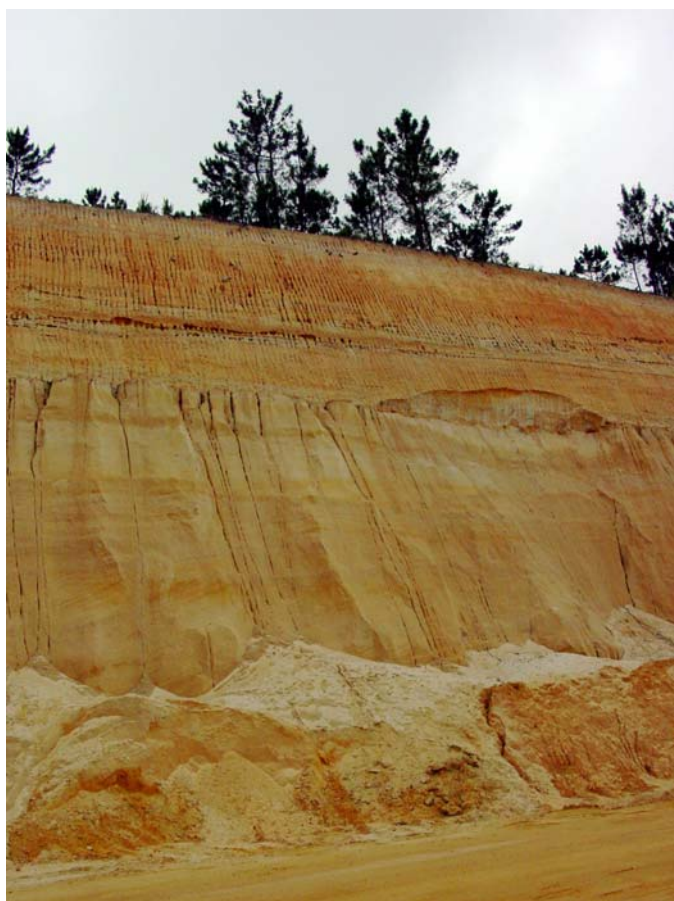


Figura 5.126 – Formação de Santa Marta em Vale de Milhaços perto do aterro sanitário (foto João Pais).



Figura 5.127 - Ribeira da Apostiça, (areeiro do Mesquita) argilas cinzentas com gesso, plantas e moluscos (*Ostrea* sp., *Dreissena* sp.) intercaladas nas Areias de Santa Marta (foto João Pais)

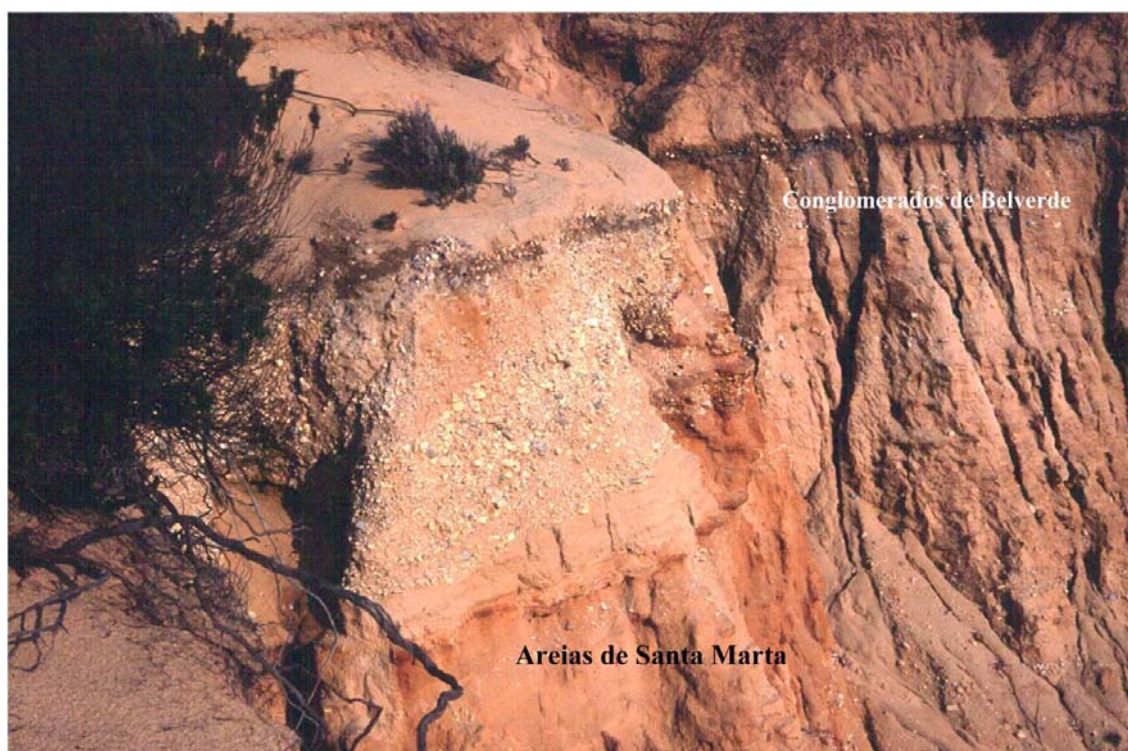


Figura 5.128 – Conglomerados de Belverde sobre as Areias de Santa Marta, Fonte da Telha (foto João Pais).



Figura 5.129 – Conglomerados de Belverde sobre as areias de Santa Marta e encimadas por dunas recentes. Fonte da Telha (foto João Pais).

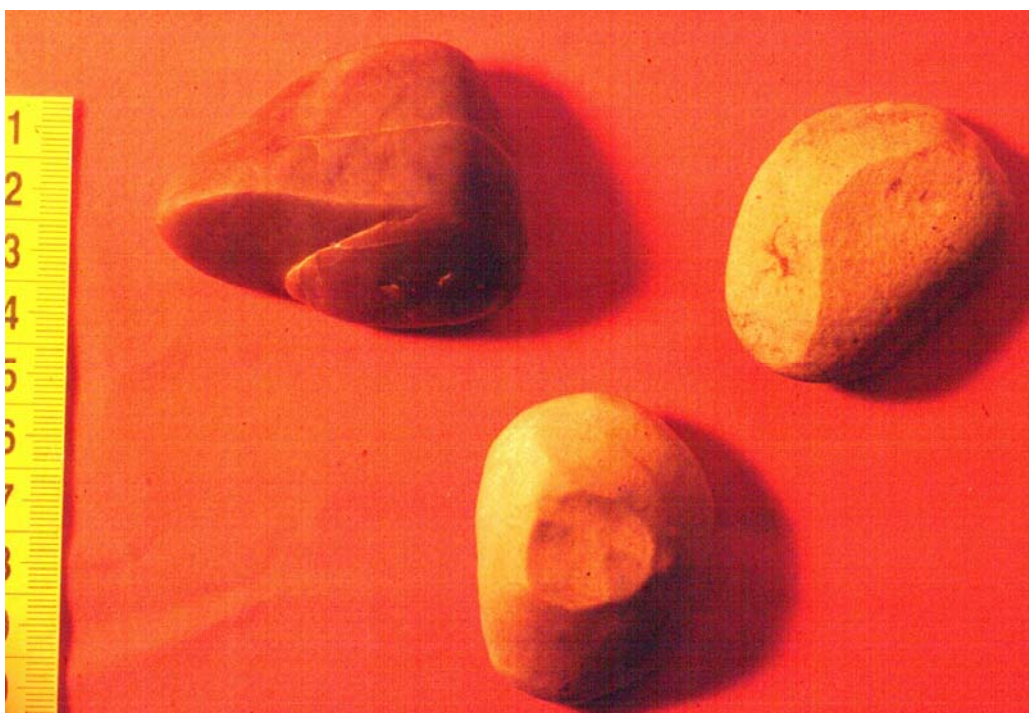


Figura 5.130 – Clastos facetados pelo vento do Conglomerado de Belverde, Fonte da Telha (foto João Pais).

Formação: Formação de Belverde (Conglomerado de Belverde)
Unidade alostratigráfica: SLD14
Bacia sedimentar: Bacia do Baixo Tejo
Datação: Pliocénico superior
Espessura máxima: 5 – 10 m
Distribuição geográfica: estende-se por uma área de cerca de 320 km; abrange parte da folha 442 (Barreiro) e 453 (Fernão Ferro) da carta militar de Portugal escala 1:25000; alguns afloramentos na folha 464 (Sesimbra), sempre a ocidente da Ribeira de Coima.
Paleontologia: não são conhecidos fósseis. Contém artefactos pré – Acheuliano.
Génese: no Pliocénico superior, o levantamento de relevos no sector proximal conduziu a um aumento da energia do pré-Tejo, e ao transporte e acumulação de mantos de cascalheiras que se estendem até o litoral actual, onde constituem os Conglomerados de Belverde. Deposição como consequência de uma fase de arrefecimento, marcando a passagem do clima quente e húmido com estação seca curta a um clima progressivamente menos quente e mais seco. Representam o último acarreio de material do pré-Tejo antes da sua deslocação para o leito actual.
Litologias: conglomerados esbranquiçados com clastos arredondados de quartzo e quartzito; alguns clastos estão eolizados. Além destes dois tipos litológicos principais, encontram-se raros calhaus rolados de rochas ígneas. O aspecto exterior muito branco dos calhaus é devido à forte lixiviação a que foram submetidos. Contêm artefactos pré - Acheuliano que apontam para idades perto do limite Plio-Pistocénico (1,5 Ma).
Bibliografia: Azevedo, M. T. (1982) – <i>O sinclinal de Albufeira: Evolução Pós-Miocénica e Reconstituição Paleogeográfica</i> . Dissertação de doutoramento, Univ. de Lisboa, 296 p. Pais, J. e Dias, R. (2006) – Cartografia Geológica do Cenozóico da Área Metropolitana de Lisboa <i>In</i> : Costa, C (edit) – <i>Cartografia geológica aplicada a áreas urbanas. O caso da área Metropolitana de Lisboa</i> : 62-72. Pais, J.; Moniz, C.; Cabral, J.; Cardoso, J. L.; Legoinha, P.; Machado, S.; Morais, M: A.; Lourenço, C.; Ribeiro, M: L.; Henriques, P.; Falé, P. (2006) – Notícia explicativa da folha 34-D Lisboa, <i>INETI</i> .

Tabela 5.55 – Caracterização da Formação de Belverde.

Formação: Formação de Marco Furado
Unidade alostratigráfica: SLD14?
Bacia Sedimentar: Bacia do Baixo Tejo
Datação: Quaternário
Espessura máxima: 30 a 40 m.
Distribuição Geográfica: Península de Setúbal à excepção da área situada a SW.
Paleontologia: não são conhecidos fósseis.
Génese: parece corresponder a depósitos torrenciais de leque aluvial formados em climas sub-áridos, em grande parte alimentados a partir da Serra da Arrábida e de relevos mais a Sudeste. Representa o último episódio de deposição no sinclinal de Albufeira. Depois dele apenas se acumularam areias eólicas, particularmente desenvolvidas ao longo da arribal litoral ocidental, constituindo os Medos de Albufeira e da região da arriba fóssil da Costa de Caparica.
Litologias: constituídas por conglomerados com calhaus predominantemente de quartzo filoniano, anguloso a sub-rolado de dimensões compreendidas entre 0,5 e 20 cm, muito fracturadas e apresentando uma alteração ferruginosa muito marcada até ao centro, todas as fendas estão preenchidas por óxidos de ferro, enquanto a superfície exterior pelo contrário é branca, mostrando uma zona de lavagem acentuada, a matriz areno – argilosa de cor vermelha, geralmente manchada, com zonas descoloridas resultantes da lixiviação. Na fracção argilosa predominam a ilite e/ou mica e caulinite normalmente com predomínio da mica.
Bibliografia: Azevêdo, M. T. (1982) – <i>O sinclinal de Albufeira: Evolução Pós-Miocénica e Reconstituição Paleogeográfica</i> . Dissertação de doutoramento, Univ. de Lisboa: 296 p.

Tabela 5.56 – Caracterização da Formação de Marco Furado.



Figura 5.131 – Formação de Marco Furado a S do v. g. Marco Furado (foto Azevedo, 1982).



Figura 5.132 – Formação de Marco Furado no v. g. Redondo (foto Azevedo, 1982).

Sector intermédio

5.6.3.2 – Sector intermédio

Formação: Formação de Monsanto (Grés de Monsanto)
Unidade alostratigráfica: SLD7-8
Bacia sedimentar: Bacia do Tejo
Datação: Paleogénico (Eocénico médio? e/ou superior – Oligocénico)
Espessura máxima: <100m
Distribuição geográfica: margem direita do Tejo: Assentiz, Amiais de Baixo, Alcanede; margem esquerda do Tejo: na estrada que vai de Lavre a Brotas
Paleontologia:
Génese: o modo como se apresentam os microconglomerados denuncia quebra brusca na energia do meio deposicional, seguida de deposição rápida. Isto é, a ocorrência de granulometrias mal calibradas, a par da angulosidade dos clastos, nos dois terços inferiores das sequências básicas, pode significar transportes curtos, pouco selectivos, a que parece seguir-se rapidamente a deposição ou decantação. No terço superior sucedem as fácies areníticas e/ou lutíticas que constituem elementos arquitecturais do tipo areias laminadas (LS) e finos de decantação (OF). Correspondem a fluxos não canalizados, rápidos de águas baixas, que se espalham até uma centena de metros nos períodos de cheias, normalmente associados a elementos OF, nas fases finais de decantação. Fonte da alimentação do bordo poente seria o Maciço Calcário Estremenho e na margem nascente e Norte são alimentados por rochas granitóides. As crostas carbonatadas registadas nos perfis são de precipitação química, em meios palustre/lacustres saturados favoráveis à neoformação de paligorsquite e de esmectite, que caracterizam a fracção argilosa desta unidade. As paragens de sedimentação são frequentes, dando lugar também à génese de crostas e cimentações carbonatadas e em menor grau a silicificações.
Litologias: empilhamentos monótonos de sequências básicas, métricas, positivas, compostas geralmente por arcossarenitos grosseiros e muito grosseiros, com clastos de quartzo em pavimento (Gm) que superiormente gradua para arenitos grosseiros (Smc), onde os clastos são menos abundantes e, às vezes, passam a fácies Sm marmorizadas. No corte de Alcanede aparecem, no seio dos Grés de Monsanto, os “Calcários de Alcanede”, com 20 a 25 m de espessura, com inclinação 8° a 10° para SE e apresentam-se geralmente como camadas concrecionadas e margosas de calcretos, embora se tenha observado, também, bancadas de calcário lacustres micríticos. Poderá haver equivalência litostratigráfica entre estes calcários e os “Calcários de Alforneiros” do “Complexo de Benfica” e /ou “Calcários da Qta. da Marquesa”. Na fracção argilosa demonstram a presença de ilite com maior percentagem de paligorsquite. Parece existir, para esta unidade, também, predomínio de atapulgite relativamente à montmorilonite e comportamento antitético da primeira em relação à caulinite.
Bibliografia: Barbosa, B. (1995) – <i>Alostratigrafia e litostratigrafia das unidades continentais da Bacia Terciária do Baixo Tejo – Relações com o eustatismo e a Tectónica</i> . Dissertação de doutoramento, Univ. Lisboa, 253 p.

Tabela 5.57 – Caracterização da Formação de Monsanto.

Formação: Formação de Alcoentre (Também conhecido como Arenitos da Ota ou Formação da Ota)
Unidade alostratigráfica: SLD 9 – 10
Bacia sedimentar: Bacia do Baixo Tejo
Datação: Não está clarificado o limite inferior da unidade, no contacto com o Grés de Monsanto, que pode ir até ao Oligocénico, isto é reportarem-se à “discordância ante-aquitana” de Copier. Para o limite superior da unidade consideramos que a Formação de Alcoentre vai até o início do Miocénico superior.
Espessura máxima: deve situar-se entre os 200 m e os 250 m.
Distribuição geográfica: corresponde às manchas cartografadas nas cartas geológica 1/50000 (S. G. P.) com as designações de “complexos detriticos de Ota e Camarnal” (folha 30-D); “complexo detritico de Ota e de Alcoentre” (folha 30-B); e “complexo detritico de Ota e de Arneiro de Milharigas” (folha 27-C); identificados com a sigla M 1-4 (Miocénico inferior).
Paleontologia: são conhecidas plantas fósseis em Ponte de Sôr, e na região de Montargil (com troncos silicificados de <i>Quercus suber</i> LIN.), ambas Miocénicas e consideradas compatíveis, com o Miocénico inferior a médio; inclui ainda as faunas de Vila Nova da Rainha (MN 5) da Póvoa de Santarém (MN 6) e de Casais da Formiga (MN 7) do Miocénico médio.
Génese: as condições climáticas para o Miocénico inferior, têm sido considerados do tipo tropical a subtropical húmido, mais quentes e húmidas, durante a parte superior do Burdigaliano. Estas condições compatibilizam-se com as características morfoclimáticas associadas a sedimento da génese que ocorria em planícies aluviais de fraco declive e baixo relevo a montante (responsável, também, pelos baixos gradientes energéticos) e, deste modo, compatíveis com climas do tipo quente e húmido. Representa um sistema deposicional aluvial de extensa planície aluvial, de transição de baixa para alta sinuosidade, com drenagem para os quadrantes de S e/ou SSW e com alimentação, provenientes, do soco granitóide, das áreas norte e oriental da bacia.
Litologias: são constituídos por depósitos fluviais, de natureza quartzarenítica e/ou arcossarenítica, localmente conglomeráticos na base. A passagem superior para as outras litologias da mesma formação é do tipo estatístico. A separação faz-se sempre que a percentagem de lútilos ou de carbonatos ultrapassa os 70 % em relação aos arenitos. Na margem direita, às vezes dá-se a passagem directa a sedimentos argilo-margosos que indicam a presença dos Calcários de Almoester. No sentido proximal - distal, a Formação de Alcoentre passa lateralmente aos sedimentos marinhos da região de Lisboa – Almada. Essa passagem é também gradual e correlaciona-se com as principais fases transgressivas do Miocénico inferior e médio. Afloramentos da margem direita do Tejo e da Região de Santarém – constituídos por quartzarenitos conglomeráticos, de composição quartzo – quartzítica, considerados de herança detritica provenientes do Grés do Cretácico inferior e, eventualmente, dos Grés de Monsanto. A presença de alguns clastos de sílex poderá indicar, também, posterior alimentação, mas com origem a partir do Bajociano. A composição mineralógica da fracção lútilica é essencialmente caulínica. Depois (nomeadamente na região de Santarém) passa superiormente a uma unidade de composição essencialmente arcósica, e com domínio mineralógico esmectítico, na fracção lútilica. Afloramentos da Margem Esquerda – Apresentam, também, composição arcossarenítica, na fracção arenítica e esmectítica na fracção lútilica. Constituídos por arenitos feldspáticos grosseiros, de cores claras, esbranquiçadas a amareladas, com seixos de quartzo (< 5 cm) e onde se intercalam camadas lútilicas esverdeadas a acinzentadas. Nesta região, os afloramentos situam-se praticamente no limite da passagem à unidade seguinte, as Argilas de Tomar.
Bibliografia Barbosa, B. (1995) – <i>Alostratigrafia e liostratigrafia das unidades continentais da Bacia Terciária do Baixo Tejo – Relações com o eustatismo e a Tectónica</i> . Dissertação de doutoramento, Univ. Lisboa, 253 p.

Tabela 5.58 – Caracterização da Formação de Alcoentre .



Figura 5.133 – Formação de Alcoentre, Santarém (foto João Pais).



Figura 5.134 – Formação de Alcoentre em Ponte de Sôr (foto João Pais).

Formação: Formação de Tomar (Argilas de Tomar)
Unidade alostratigráfica: SLD10
Bacia sedimentar: Bacia do Baixo Tejo (Centro)
Datação: Tortoniano inferior
Espessura máxima: na margem direita é atinge 200 m, sendo, no entanto, inferior a uma dezena de metros, na margem esquerda, onde, às vezes, não tem sequer expressão.
Distribuição geográfica: ocorre essencialmente na margem esquerda do vale do Tejo e integra a parte inferior do chamado “complexo MP” Distribuição geográfica significativa, a norte, na região de Asseiceira (Tomar) e no vale da ribeira do Ulme (Chamusca), onde é explorada em alguns barreiros. Ocorre ainda, no limite norte da BBT, entre Medroa e Abrantes, e, na margem esquerda do Tejo, nomeadamente nas regiões de Bemposta, Coruche, Mora, etc. A sul, na margem direita, na região de Vila Nova da Rainha – Azambuja, e em Lavre, na margem esquerda, a unidade passa lateralmente aos sedimentos marinhos de Almada – Lisboa.
Paleontologia: jazida de Azambujeira (MN9) com <i>Hippurion</i> ; ostras.
Génese: nos afloramentos de Asseiceira e Chamusca dominam associações de fácies exclusivamente lutíticas de decantação aparentemente contínuos na vertical e com grande extensão lateral. Podem corresponder a zonas pantanosas recuadas ou resguardadas da planície aluvial, a partir de pequenos lagos. Estas associações de fácies, mostram passagem lateral e superior a calcaretos, dando lugar ao domínio dos chamados Calcários de Almofter. Esta passagem não significa necessariamente alteração do sistema deposicional comum do tipo lacustre. As fácies argilosas teriam alimentação sílicio-aluminosa proveniente dos granitóides, a leste as fácies carbonatadas, dos calcários de Almofter, teriam origem nos calcários liásicos, a norte de Tomar. A sedimentação dos finos dar-se-iam em zona recuada ou resguardada da planície aluvial controlada pela subsidência do bloco tectónico, em campo de tensões trativo E-W. O predomínio ilítico-caulinite da fracção argilosa, pode ser atribuído a herança mecânica (detrítica) proveniente do soco granitóide que ocorre nas proximidades.
Litologias: litologia silto-argilosa (lutítica) associada à cor vermelha/alaranjada homogénea e/ou marmorizada. Constituem excelente matéria-prima para as indústrias do barro vermelho. Em alguns barreiros, a espessura atinge mais de 10 m de enchimento maciço “argiloso”. Noutras situações, as Argilas de Tomar têm com menor espessura, e apresenta arenitos finos. A cor vermelha/alaranjada pode mostrar aspectos marmorizados, sempre que o contraste litológico obriga à diferenciação de comportamento hidromórfico. No barreiro da Cerâmica Pereira (Região norte, de Tomar-Chamusca e Medroa-Abrantes) são frequentes níveis finos com concreções milimétricas de Fe/Mn. Nesta área, na fracção arenosa dominam o quartzo e as micas. Na fracção lutítica, a ilite domina sempre que a mica é abundante na fracção arenosa fina e, a par, também, da ocorrência de feldspatos. Os feldspatos potássico e sódico, e a goetite são vestígias. A fracção lutítica é dominante. Na região de V. N. Rainha (Região sul, de Archino-Vila Nova da Rainha e região da margem esquerda do vale do Tejo, de Chamusca até Lavre) as Argilas de Tomar apresentam maior diversidade, quer na cor (tons dominantes acinzentados/esverdeados) quer na composição mineralógica da fracção lutítica. Aqui evidencia-se a presença franca de esnecite, com ilite e caulinite. Os feldspatos potássicos e sódicos, surgem ainda nesta fracção em termos vestigiais. O perfil da Asseiceira (Tomar) representa o corte tipo da unidade.
Bibliografia Barbosa, B. (1995) – <i>Alostratigrafia e litostratigrafia das unidades continentais da Bacia Terciária do Baixo Tejo – Relações com o eustatismo e a Tectónica</i> . Dissertação de doutoramento, Univ. Lisboa. 253 p.

Tabela 5.59 – Caracterização da Formação de Tomar.



Figura 5.136 – Areias de Rio Maior e Calcários de Almoester – Santarém em Rio Maia (foto João Pais).

Formação: Formação de Almoster (Calcários de Almoster)
Unidade alostratigráfica: SLD 9 – 10
Bacia sedimentar: Bacia do Baixo Tejo
Datação: Valesiano superior
Espessura máxima: 200m na região de Almoster; em Vila Chã de Ourique uma sondagem atingiu os 400 m.
Distribuição geográfica: localizam-se na margem direita do Tejo, onde afloram até à região de Aveiras de Baixo; na região do Cartaxo até próximo de Tomar.
Paleontologia: jazidas de Asseiceira, Freiria de Rio Maior e Azambujeira – plantas e animais (tabela 5.61).
Génese: o domínio da associação mineralógica esmectite-ilite da fracção lutítica, a que se associa também a ocorrência de paligorskquite, é considerado característico de meios confinados a fracamente drenados (sistemas endorreicos) submetidos a clima do tipo mediterrânico, sub-árido. De facto, o estudo da fauna e flora fósseis do Miocénico superior, apontam condições climáticas temperadas quentes e sobretudo secas, com estações bem contrastadas, podendo até apresentar episódios áridos. A ocorrência de sedimentos siliciclásticos intercalados nos carbonatos sugere alemânia climática, de períodos secos com outros de maior humidade responsáveis por eventual carsificação e reactivação do sistema aluvial associado e geradores das avulsões detriticas entradas nos lagos. Na margem esquerda da Bacia, os calcretos e crostas carbonatadas, são escassas sendo, pelo contrário, dominantes associações de fácies siliciclásticas que caracterizam a unidade. Na margem esquerda, o sistema aluvial permaneceria aberto até o Miocénico superior (Valesiano superior), com drenagem exorreica, ao contrário da margem direita. Deste modo, não se constituíram áreas com prolongada exposição subaérea ou zonas de águas paradas (lagos), a permitirem a actuação de condições adequadas de pedogénese. Quanto à fonte de carbonatos, parece ser óbvio, tendo em conta a orientação geral da drenagem nesta margem da bacia (de W para ESSE) e a localização adjacente do Maciço Calcário Estremenho, que os calcários jurássicos podem ter servido de rocha mãe fornecedora de carbonatos.
Litologias: caracteriza-se pela predominância de fácies carbonatadas. Estas, tanto podem ser do tipo margoso (resultantes da calchificação de depósitos areno lutíticos preexistentes), como calcário. As fácies calchificadas ou calcretização apresentam normalmente estruturas prismáticas, nodulares ou laminadas. As calcárias são geralmente mamorizados, mostram normalmente morfologias brechóides e pseudomicrocálsicas, com texturas wake e/ou packstone de pelóides. Com estas fácies carbonatadas intercalam-se, às vezes, fácies areníticas e lutíticas. O perfil de Almodolim e o da pedreira de Almoster representam cortes tipo, respectivamente, das fácies lacustre desta unidade. Na fracção lutítica que ocorre no seio desta unidade verificou-se haver predomínio da associação esmectite-ilite relativamente à caulinite. A paligorskquite aparece também associada com a calcite.
Bibliografia: Antunes, M. T.; Soulié-Märsche, I.; Mein, P.; Pais, J. (1992) – Le gisement de Asseiceira, Portugal (Miocène supérieur) : Données complémentaires sur Freiria de Rio Maior. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 11: 219-253. Barbosa, B. (1995) – <i>Alostratigrafia e litostratigrafia das unidades continentais da Bacia Terciária do Baixo Tejo – Relações com o eustatismo e a Tectónica</i> . Dissertação de doutoramento, Univ. Lisboa, 253 p.

Tabela 5.60 – Caracterização da Formação de Almoster

Fósseis	Asseiceira	Freiria de Rio Maior
CHAROPHYTES		
<i>Nitellopsis (Tectochara) etrusca</i>	+	+
<i>Nitellopsis (Tectochara) ginsburgi</i>	+	-
<i>Lychnothamnus barbatus antiquus</i>	+	+
<i>Chara molassica</i>	-	+
<i>Sphaerochara</i> sp.	+	+
ALGAE		
Algas não identificadas	+	+
<i>Ovoidites</i>	+	-
HEPATICAE		
<i>Anthoceros</i>	+	-
PTERIDOPHYTA		
Polypodiaceae	+	-
GYMNOSPERMAE		
<i>Pinus diploxylon</i>	+	+
<i>Pinus haploxylon</i>	+	-
<i>Keteleeria</i>	+	-
Cf. <i>Tsuga</i>	+	-
ANGIOSPERMAE		
Palmae	+	-
<i>Castanea / Castanopsis</i>	+	-
<i>Quercus</i>	+	+
<i>Olea</i>	-	+
<i>Ligustrum</i>	-	+
Compositae	+	-
Amaranthaceae / Chenopodiaceae	+	-
MOLLUSCA - Gasteropoda		
<i>Stagnicola</i> sp. (spp.?)	+	+
<i>Bythinia</i> sp. (spp.?)	+	+
<i>Planorbarius</i> sp. (spp.?)	+	+
<i>Valvata</i> sp.	+	-
<i>Limax</i> ou <i>Milax</i> sp.	+	-
<i>Vertigo</i> sp.	+	-
<i>Melania</i> sp.	+	-
OSTRACODA		
Formas indeterminadas	+	+
ACTINOPTERYGII - Teleostei		
Cf. <i>Rutilus</i> sp.	+	?
Forma não identificada	+	-
AMPHIBIA - Urodela		
Forma não identificada	-	+

Tabela 5.61 – Fósseis vegetais das Jazidas de Asseiceira e Freiria de Rio Maior (Antunes *et al.*, 1992c).

REPTILIA - S q u a m a t a		
Cf. <i>Ophisaurus</i> sp.	+	-
MAMMALIA		
- Insectivora		
<i>Lanthanotherium sanmigueli</i>	+	?
Soriciné ind.	+	-
<i>Desmanella crusafonti</i>	-	+
- Lagomorpha		
<i>Prolagus crusafonti</i>	+	+
- Rodentia		
<i>Hispanomys peralensis</i>	+	+
<i>Rotundomys freiriensis</i>	+	+
<i>Progonomys hispanicus</i>	+	+
<i>Spermophilinus</i> aff. <i>bredai</i>	+	+
<i>Heteroxerus</i> cf. <i>huerzeleri</i>	+	-
<i>Trogontherium minutum</i>	-	+
-Perissodactyla		
<i>Aceratherium (Alicornops) simorreensis</i>	-	+
Bibliografia:		
Antunes, M. T.; Soulié-Märsche, I.; Mein, P.; Pais, J. (1992) – Le gisement de Asseiceira, Portugal (Miocène supérieur) : Données complémentaires sur Freiria de Rio Maior. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 11: 219-253		

Tabela 5.62 – Repteis e mamíferos das Jazidas de Asseiceira e Freiria de Rio Maior (Antunes *et al.*, 1992c).



Figura 5.137 – Calcários de Almoester na pedreira da Almoester (foto João Pais).

Formação: Formação de Rio de Moinhos
Unidade alostratigráfica: SLD 11 - 12
Bacia sedimentar: Bacia do Baixo Tejo (Centro)
Datação: Tortoniano superior - Zancleano
Espessura máxima: > 150 m
Distribuição geográfica: desde Abrantes a Vila Nova da Barquinha
Paleontologia: não são conhecidos fósseis.
Génese: corresponde a leques aluvionares situados ao longo de escarpas tectónicas activas. Este episódio tectono – sedimentar com deposição aluvial endorreica, interrompe uma vasta drenagem fluvial atlântica e contribui para o início da definição dos volumes montanhosos actuais. Em consequência, a sedimentação arenosa e feldspática da etapa anterior – Arenitos de Alcoentre, Argilas de Tomar e Calcários de Almoester (Ribatejo), foi interrompida e só localmente substituída por sedimentação aluvial de sopé
Litologias: correspondem a leques aluvionares constituídos por depósitos heterométricos imaturos, com alternância de conglomerados, arenitos e lutitos, geralmente de cor acastanhada e avermelhada. O cortejo argiloso é esmectítico, com alguma ilite e caulinite.. Na área de Abrantes, os depósitos de conglomerados de Rio de Moinhos reflectem, simultaneamente, uma alimentação de formações siliciclásticas (cenozóicas e cretácicas) e do soco bloco tectónico setentrional Cordilheira Central.
Bibliografia: Barra, A.; Barbosa, B.; Martins, A. & Reis, R. (2000) – Significado regional dos depósitos neogénicos continentais da área de Vila de Rei (Portugal Central). <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 14: 163-170. Martins, A.; Barbosa, B.; Reis, P.(1998) – Os Conglomerados de Rio de Moinhos (Abrantes – Portugal Central), <i>Com. Inst. Geol. Min.</i> , 84: A-142-143.

Tabela 5.63 – Caracterização da Formação de Rio de Moinhos.

Formação: Formação de Ulme (Arenitos de Ulme)
Unidade alostratigráfica: SLD 13
Bacia sedimentar: Bacia do Baixo Tejo (Centro)
Datação: Placenciano
Espessura máxima: 50 m.
Distribuição geográfica: os arenitos do Ulme integram, com os conglomerados da Serra de Almeirim, uma extensa superfície de acumulação, de norte para sul, que se estende por cerca de 120 km, pelo menos até o paralelo de Lisboa.
Paleontologia: foram encontrados macrorrestos de vegetais. Foi também feito estudo palinológico de sondagens nas mesmas areias (tabela 5.65).
Génese: o rolamento dos clastos, quase de exclusiva natureza quartzítica, a abundância de fábrica de suporte elástico, a quase total ausência de registo de fácies de transporte viscoso, a persistência de fácies de canal fluvial, a extensão longitudinal deste sistema dinâmico (< 150 km), de baixo gradiente topográfico ($\pm 0,15\%$), e a inexistência de horizontes de encrostamento climático, a que se associam também a composição caulínica - íltica da fracção argilosa; são aspectos que sugerem continuidade dos regimes de transporte hídrico, compatíveis com condições de clima húmido.
Litologias: correspondem ao “Complexo íltico – caulínico” de Carvalho, 1968. Trata-se de uma unidade exclusivamente arenítica, de cor amarela avermelhada. Tem composição, no geral, quártzo – feldspática, de grão médio a grosseiro, com fraca componente lutítica. Mostra normalmente boa estruturação interna representada por estruturas curvilíneas, no geral, com microconglomerados e intraclastos lutíticos em pavimento, sublinhando a curvatura dos feixes.
Bibliografia: Barbosa, B. (1995) – <i>Alostratigrafia e litostratigrafia das unidades continentais da Bacia Terciária do Baixo Tejo – Relações com o eustatismo e a Tectónica</i> . Dissertação de doutoramento, Univ. Lisboa, 253 p. Pais J., Pais C., Pereira V. & Barbosa B. (1999) – Areias de Vale de Santarém: Estratigrafia e Palinologia. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 13: 23-34.

Tabela 5.64 – Caracterização da Formação de Ulme

Divisão	Família	Espécies
Pteridophyta	Osmundaceae	<i>Osmunda strobilifera</i> Gd.
Coniferophyta	Taxodiaceae	<i>Glyptostrobus europaeus</i> Heer
Angiospermae	Betulaceae	<i>Carpinus grandis</i> Ung.
	Fagaceae	<i>Fagus</i> sp.
		<i>Castanea</i> cf. <i>saliva</i> Miller
		<i>Quercus hispanica</i> Rer.
	Salicaceae	<i>Populus balsamoides</i> Goepp.
		<i>Salix lavateri</i> Braun
	Myricaceae	<i>Comptonia oeningensis</i> (Heer)
	Lauraceae	<i>Laurus nobilis</i> L.
		Cf. <i>Sassafras ferretianum</i> Massal
	Apocynaceae	<i>Nerium oleander</i> L.
	Aceraceae	<i>Acer tricuspidatum</i> Bronn
	Dioscoreaceae	<i>Tamus communis</i> L.
Bibliografia:		
Pais, J.; Pais, C.; Pereira, V.; Barbosa, B. (1999) – Areias de Vale de Santarém – Estratigrafia e Palinologia. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 13: 23-34.		
Teixeira, C. (1952c) – Flora fóssil do Pliocénico de Vale de Santarém. <i>Com. Serv. Geol. Port.</i> , XXXIII: 51-64.		

Tabela 5.65 – Flora fóssil de Vale de Santarém (adaptado de Pais *et al.*, 1999).

Formação: Formação de Almeirim (Conglomerados da Serra do Almeirim)
Unidade alostratigráfica: SLD 13
Bacia sedimentar: Bacia do Baixo Tejo.
Datação: Placenciano sup. a Gelasiano (?).
Espessura máxima: 65 m.
Distribuição geográfica: desde Vila de Rei, a norte até Raposa, a sul, numa extensão de cerca de 100 km definindo a Serra de Almeirim na margem esquerda do actual vale do Tejo.
Paleontologia: não são conhecidos fósseis.
Génese: o rolamento dos clastos, quase de exclusiva natureza quartzítica, a abundância de fábrica de suporte clástico, a quase total ausência de registo de fácies de transporte viscoso, a persistência de fácies de canal fluvial, a extensão longitudinal deste sistema dinâmico (< 150 km), de baixo gradiente topográfico ($\pm 0,15\%$), e a inexistência de horizontes de encrostamento climático, a que se associam também a composição caulinitica - ilítica da fracção argilosa, são aspectos que sugerem continuidade dos regimes de transporte hídrico, compatíveis com condições de clima húmido.
Litologias: os afloramentos caracterizam-se por exibirem alternância de camadas de conglomerados e arenitos, com continuidade lateral, apresentando, normalmente, estruturas canalizadas ou com estratificação curvilínea. Os conglomerados formam, geralmente, afloramentos de vastos e densos mantos de cascalheiras, normalmente situados nas linhas de cumada, em resultado da deflação e da ocorrência superficial. Nas litofácies conglomeráticas, os clastos são essencialmente de quartzo, normalmente bem calibrados e rolados, exibindo com frequência texturas de suporte clástico com imbricações. Os arenitos que ocorrem nesta unidade, quer na matriz conglomerática, quer nas barras arenosas, que normalmente alternam com barras conglomeráticas, são de composição essencialmente arcossarenítica grosseira. Os Conglomerados da Serra do Almeirim apresentam dois conjuntos de associações de fácies conglomeráticas designados por “associação A” e “associação B”. Também são designados por “Complexo de Planalto. A associação A é considerada proximal devido à maior dimensão dos clastos. A associação de fácies. A são essencialmente conglomeráticas, expressando formas canalizadas pouco nítidas e de fraca estruturação interna, com clastos heterométricos com presença de litofácies, com abundante carga areno - lutítica. Na associação B há alternância de arenitos com conglomerados definindo sequências básicas positivas, com, no geral, avanço dos conglomerados para jusante.
Bibliografia: Barbosa, B. (1995) – <i>Alostratigrafia e litostratigrafia das unidades continentais da Bacia Terciária do Baixo Tejo – Relações com o eustatismo e a Tectónica</i> . Dissertação de doutoramento, Univ. Lisboa, 253 p. Barra, A.; Barbosa, B.; Martins, A. & Reis, R. (2000) – Significado regional dos depósitos neogénicos continentais da área de Vila de Rei (Portugal Central). <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 14: 163-170.

Tabela 5.66 – Caracterização da Formação de Almeirim.



Figura 5.139 – Argilas de Tomar, Arenitos de Ulme e Conglomerados de Almeirim, próximo de Almeirim (foto João Pais).

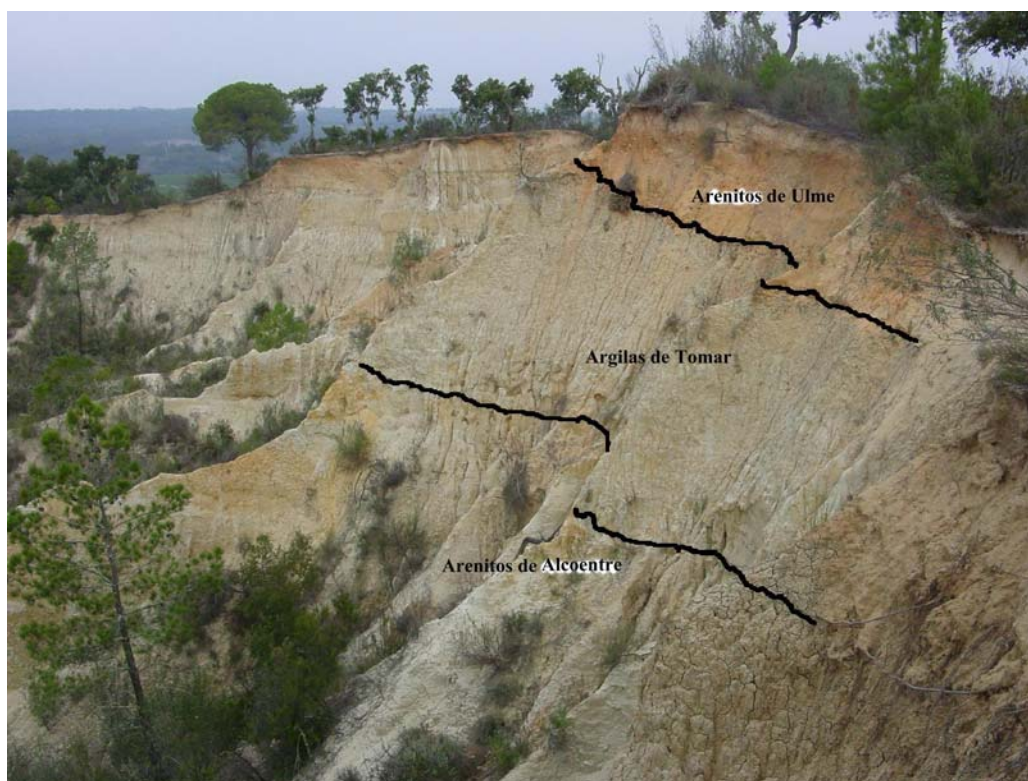


Figura 5.140 – Argilas de Tomar encimados pelas arenitos de Ulme do Pliocénico, próximo de Ponte de Sôr (foto João Pais).



Figura 5.141 – Arenitos do Ulme e Conglomerados de Almeirim em Vale de Cavalos (foto João Pais).



Figura 5.142 – Conglomerados de Almeirim, Arenitos do Ulme e Argilas de Tomar, próximo de Almeirim (foto João Pais).

Formação: Formação de Vila de Rei (Conglomerados de Vila de Rei)
Unidade alostratigráfica: SLD14?
Bacia sedimentar: Bacia do Tejo
Datação: Pliocénico superior - Quaternário
Espessura máxima: 50m
Distribuição geográfica: sopé das cristas quartzíticas ordovícicas do sinclinal de Amêndoa – Envendos, no bordo Norte da Bacia do Baixo Tejo
Paleontologia: não são conhecidos fósseis.
Génese: é considerada com forma do tipo “raña” que, embora possa ser discordante, com as unidades subjacentes continua, ainda, a fase de sedimentogénese que culmina o enchimento Neogénico, e como resultado da resposta ao soerguimento tectónico, no Pliocénico final a Plistocénico. Condições climáticas semi áridas.
Litologias: são conglomerados constituídos, quase exclusivamente, por clastos de quartzito, heterométricos, mal rolados, envoltos ou “boiando” numa matriz fina, areno – lutítica, de cor vermelho – alaranjada. Os leitos conglomeráticos intercalam-se com leitos lutíticos, definindo camadas de espessura métrica, sendo lutíticos, no geral, ravinados pelos conglomeráticos. Os conglomerados apresentam, no geral, cimentações ferruginosas e, à superfície, são frequentes, pequenos grânulos (pseudopisólitos de Fe-Mn), com tamanho não superior a 1,5 cm. Resultam do desmantelamento de encouraçamentos ferruginosos e constituem para os geólogos espanhóis uma das características intrínsecas às “rañas”.
Bibliografia: Barbosa, B. (1995) – <i>Alostratigrafia e litostratigrafia das unidades continentais da Bacia Terciária do Baixo Tejo – Relações com o eustatismo e a Tectónica</i> . Dissertação de doutoramento, Univ. Lisboa, 253 p.

Tabela 5.67 – Caracterização da Formação de Vila de Rei

Sector proximal

5.6.3.3 – Sector proximal

Formação: Formação de Cabeço do Infante (membro inferior)
Unidade alostratigráfica: SLD7
Bacia sedimentar: Baixo Tejo (NE)
Datação: Eocénico Médio a Superior
Espessura máxima: 75 m
Distribuição geográfica: sedimentos afloram ao longo da EN n° 233 (Castelo Branco – Sarzedas) e na área imediatamente a norte da povoação de Cabeço do Infante.
Paleontologia: são conhecidos bioturbações e algumas raízes.
Génese: é possível diferenciar um membro inferior, reflectindo o predomínio de depósitos de mantos de inundação, com concreções dolomíticas a tecto das sequências. Documentam-se fenómenos de epigenia freática, junto do contacto com o soco e nos sedimentos basais, que resultam da substituição do material silicatado detrítico por carbonatos dolomíticos. Com base nas características mineralógicas e sedimentológicas sugere-se um clima genericamente quente, com estações bem contrastadas e longa estação seca (clima semi-árido).
Litologias: os sedimentos são muito mal calibrados e com abundante matriz lutítica esmectítica. Nos conglomerados os clastos são de quartzo, quartzo leitoso, filitos, frequentemente de feldspatos e raros de granito. Predominam arenitos muito grosseiros e conglomerados, de aspecto maciço ou com figuras sedimentares de tracção. Possui cor verde acinzentada ou esbranquiçada, mas alguns níveis podem apresentar tons violáceos ou mesmo rubefacção.
Bibliografia: Cunha, P. (1992a) – <i>Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra</i> . Dissertação de Doutoramento, Univ. Coimbra: 262 p. Cunha, P. (1996) – Unidades estratigráficas do Terciário da Beira Baixa (Portugal). <i>Com. Inst. Geol. Min.</i> , 82.: 87-130. Cunha, P.(2000) – Paleoalterações e cimentações nos depósitos continentais terciários de Portugal central: importância na interpretação dos processos antigos. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 14:145-154.

Tabela 5.68 – Caracterização da Formação de Cabeço do Infante (membro inferior).

Formação: Formação de Cabeço do Infante (membro superior)
Unidade alostratigráfica: SLD8
Bacia sedimentar: Baixo Tejo (NE)
Datação: Eocénico terminal a Oligocénico
Espessura máxima: de toda a formação – 75 m
Distribuição geográfica:
Paleontologia: apenas são conhecidos bioturbações nas unidades lútficas.
Génese: membro superior com depósitos reflectindo um predomínio de correntes canalizadas entrançadas; apresenta cimentação siliciosa que afecta, em espessura variável, o tecto da unidade. Nestas silicificações pensa-se que o enquadramento geomorfológico actua em combinação com a perda de água por evaporação para providenciar um contexto favorável à silificação na interface vadosa/freática. Com base nas características mineralógicas e sedimentológicas sugere-se um clima genericamente quente, com estações bem contrastadas e longa estação seca (clima semi-árido).
Litologias: os sedimentos são muito mal calibrados e com abundante matriz lútfica esmeclítica. Nos conglomerados os clastos são de quartzo, quartzo leitoso, filitos, feldspatos e raros de granito. Predominam arenitos muito grosseiros e conglomerados, de aspecto maciço ou com figuras sedimentares de tracção. Possui cor verde acinzentada ou esbranquiçada, mas alguns níveis podem apresentar tons violáceos ou mesmo rubefacção.
Bibliografia: Cunha, P. (1992a) – <i>Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra</i> . Dissertação de Doutoramento, Univ. Coimbra, 262 p. Cunha, P. (1996) – Unidades estratigráficas do Terciário da Beira Baixa (Portugal). <i>Com. Inst. Geol. Min.</i> , 82.: 87-130. Cunha, P. (2000) – Paleoaalterações e cimentações nos depósitos continentais terciários de Portugal central: importância na interpretação dos processos antigos. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 14:145-154.

Tabela 5.69 – Caracterização da Formação de Cabeço do Infante (membro superior).



Figura 5.143 – Formação de Cabeço do Infante em Sarzedas (foto João Pais).



Figura 5.144 – Formação de Cabeço do Infante em Sarzedas (foto João Pais).

Formação: Formação de Silveirinha dos Figos
Unidade alostratigráfica: SLD9-10
Bacia Sedimentar: Bacia do Baixo Tejo (NE)
Datação: Aquitaniense -Tortoniano inferior
Espessura máxima: 100 m
Distribuição geográfica: região de Sarzedas.
Paleontologia: caules de <i>Annonoxylon teixeirae</i> (angiospérmica arbórea); um pouco mais a leste, na região de Plasencia (Espanha), foram encontrados restos de um rinoceronte primitivo (<i>Hispanotherium matritensis</i>).
Génese: correspondem a depósitos de sistema deposicional arenoso, entrançado, que drenava uma planície aluvial, genericamente de noroeste para sudoeste, na bacia do Baixo Tejo. Condições climáticas intermédias entre as do tipo subtropical e as do tipo mediterrânico.
Litologias: é quase exclusivamente arenosa e lutítica. As camadas arenosas possuem cor alaranjada, mas os lutitos apresentam-se verdes acinzentados, com típicas pontuações vermelho-púrpura ou manchas alaranjadas e às vezes castanho. O conteúdo em feldspatos é elevado, sendo os sedimentos friáveis e mal calibrados; os calhaus mais frequentes são de quartzo e quartzo filoniano; o cortejo argiloso é esmectítico e/ou caulinitico. Um dos aspectos típicos é a presença de figuras de canal, às vezes atingindo uma centena de metros de largura.
Outros: a 2 km a norte do Ladoeiro (Quinta dos Mourinhos), as fácies finas são exploradas para o fabrico de telha e tijolo (fábrica em Alcaria)
Bibliografia: Cunha, P. (1992a) – <i>Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra</i> . Dissertação de Doutoramento, Univ. Coimbra, 262 p. Cunha, P. (1996) – Unidades estratigráficas do Terciário da Beira Baixa (Portugal). <i>Com. Inst. Geol. Min.</i> , 82.: 87-130. Cunha, P.(2000) – Paleoaalterações e cimentações nos depósitos continentais terciários de Portugal central: importância na interpretação dos processos antigos. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 14:145-154.

Tabela 5.70 – Caracterização da Formação de Silveirinha dos Figos.

Formação: Formação de Torre
Unidade alostratigráfica: SLD11
Bacia sedimentar: Bacia do Baixo Tejo (NE)
Datação: Tortoniano superior - Messiniano
Espessura máxima: 100 m
Distribuição geográfica: Beira Baixa
Paleontologia: não são conhecidos fósseis.
Génese: corresponde a leques aluvionares situados ao longo de escarpas tectónicas activas. Este episódio tectono – sedimentar com deposição aluvial endorreica, interrompe uma vasta drenagem fluvial atlântica e contribui para o início da definição dos volumes montanhosos actuais. Em consequência, a sedimentação arenosa e feldspática da etapa anterior – Formação da Silveirinha dos Figos (Beira Baixa) – foi interrompida e só localmente substituída por sedimentação aluvial de sopé. Clima era, provavelmente, temperado-quente e contrastado.
Litologias: constituídos por depósitos heterométricos imaturos possuindo abundante matriz argilosa, com alternância de conglomerados na base, arenitos e lutitos para o tecto, geralmente de cor acastanhada e avermelhada (macrosssequência positiva). O cortejo argiloso é esmetítico, com alguma ilite e caulinite. No sopé de escarpas relacionadas com falhas inversas NE – SW do Ponsul de Rapoula – Chão da Vã, de Grade – Sobreira Formosa, etc., são muito ricos em clastos de rochas metassedimentares, quartzo filoniano e quartzito.
Bibliografia: Cunha, P. (1992a) – <i>Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra</i> . Dissertação de Doutoramento, Univ. Coimbra, 262 p. Cunha, P. (1996) – Unidades estratigráficas do Terciário da Beira Baixa (Portugal). <i>Com. Inst. Geol. Min.</i> , 82: 87-130. Cunha, P.(2000) – Paleoalterações e cimentações nos depósitos continentais terciários de Portugal central: importância na interpretação dos processos antigos. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 14:145-154. Cunha, P., Pimentel, N. & Pereira, I. (2000) – Assinatura tectono-sedimentar do auge da compressão bética em Portugal: a descontinuidade sedimentar Velasiano terminal – Turoliano. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 14: 61-72.

Tabela 5.71 – Caracterização da Formação de Torre.



Figura 5.145 – Formação de Torre em Sarzedas (foto João Pais).

Formação: Formação de Monfortinho (conglomerados de Monfortinho)
Unidade alostratigráfica: SLD12
Bacia sedimentar: Bacia do Baixo Tejo (NE)
Datação: Messiniano terminal - Zancleano
Espessura máxima: 130 m
Distribuição geográfica: Região de Monfortinho
Paleontologia: não são conhecidos fósseis.
Génese: exhibe processos de alteração com características que sugerem génese edáfica: intensa rubefacção associada à conversão do soco metassedimentar em argila. Inferem-se condições climáticas de tipo temperado mediterrânico, com estações muito contrastadas a promover forte oscilação do nível freático.
Litologias: depósitos vermelhos heterométricos de leque aluvial endorreico. Cor vermelha dada por matriz argilosa com hidróxidos de ferro (principalmente goethite); a ferruginização faz-se para o interior dos clastos. Predominam clastos de filito/metagrauwaque e quartzo leitoso. Afastando-se dos relevos alimentadores, a formação apresenta gradual diminuição de granulometria e de espessura, com fácies mais organizadas. Junto das escarpas de falha, é constituída por conglomerados heterométricos com clastos suportados por matriz lutítica; distalmente, a diminuição de espessura é acompanhada por passagem a alternância de conglomerados e areno-lutitos. O cortejo argiloso apresenta proporções equivalentes de ilite e caulinite, com significativa quantidade de goethite.
Bibliografia: Cunha, P. (1992a) – <i>Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra</i> . Dissertação de Doutoramento, Univ. Coimbra, 262 p. Cunha, P. (1996) – Unidades estratigráficas do Terciário da Beira Baixa (Portugal). <i>Com. Inst. Geol. Min.</i> , 82.: 87-130. Cunha, P.(2000) – Paleoalterações e cimentações nos depósitos continentais terciários de Portugal central: importância na interpretação dos processos antigos. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 14:145-154.

Tabela 5.72 – Caracterização da Formação de Monfortinho.

Formação: Formação de Monfortinho (Membro de Pícarra Vermelha)
Unidade alostratigráfica: SLD12
Bacia sedimentar: Bacia do Baixo Tejo (NE)
Datação: Zanchiano
Espessura máxima: 130 m
Distribuição geográfica: área do vértice geodésico de Pirraça Vermelha
Paleontologia: não são conhecidos fósseis.
Génese: corresponde a sedimentação torrencial em cones aluviais.
Litologias: o membro de Pícarra Vermelha atinge 130 m de espessura máxima e apresenta atitude sub-horizontal. Junto à falha do Cabeço do Zambujal é constituído por conglomerados heterométricos com clastos suportados por matriz lutítica. Distalmente, a rápida diminuição de espessura é acompanhada por uma alternância de conglomerados e siltitos. Com o afastamento às escarpas tectónicas, estas fácies proximais de cone aluvial passam progressivamente a fácies distais (Membro da Cantareira)
Bibliografia: Cunha, P. (1992a) – <i>Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra</i> . Dissertação de Doutoramento, Univ. Coimbra, 262 p. Cunha, P. (1996) – Unidades estratigráficas do Terciário da Beira Baixa (Portugal). <i>Com. Inst. Geol. Min.</i> , 82: 87-130. Cunha, P. (2000) – Paleoalterações e cimentações nos depósitos continentais terciários de Portugal central: importância na interpretação dos processos antigos. <i>Ciências da Terra (UINL)</i> , 14:145-154.

Tabela 5.73 – Caracterização da Formação de Monfortinho (Membro de Pícarra Vermelha).

Formação: Formação de Monfortinho (Membro de Cantareira)
Unidade alostratigráfica: SLD12
Bacia sedimentar: Bacia do Baixo Tejo (NE)
Datação: Zanciano
Espessura máxima: 5 m no barreiro de Sarzedas e 3 m em Cantareira.
Distribuição geográfica: área do vértice geodésico Cantareira, nas imediações da estrada entre Santo André das Tojeiras e Fonte Longa.
Paleontologia: não são conhecidos fósseis.
Génese: corresponde a depósitos de planícies lutíferas distais e cone aluvial.
Litologias: no barreiro de Sarzedas são 5m de siltitos laminados ou com “ripples” intercalados com conglomerados finos; mais para sul, em Cantareiras, só já apresentam 3m de argilitos.
Bibliografia: Cunha, P. (1992a) – <i>Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra</i> . Dissertação de Doutoramento, Univ. Coimbra, 262 p. Cunha, P. (1996) – Unidades estratigráficas do Terciário da Beira Baixa (Portugal). <i>Com. Inst. Geol. Min.</i> , 82: 87-130. Cunha, P.(2000) – Paleoalterações e cimentações nos depósitos continentais terciários de Portugal central: importância na interpretação dos processos antigos. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 14:145-154.

Tabela 5.74 – Caracterização da Formação de Monfortinho (Membro de Cantareira).



Figura 5.146 – Formação de Monfortinho em Sarzedas (foto João Pais).



Figura 5.147 – Formação de Monfortinho em Sarzedas (foto João Pais).

Formação: Formação de Falagueira
Unidade alostratigráfica: SLD13
Bacia sedimentar: Bacia do Baixo Tejo
Datação: Placenciano
Espessura máxima: de toda a formação 107 m
Distribuição geográfica:
Paleontologia: não são conhecidos fósseis.
Génese: contexto geral de cones aluviais e de sistemas fluviais entrançados drenando para o atlântico, percursos da rede hidrográfica actual. Os depósitos e o substrato exibem processos de meteorização sob condições lixiviantes, compreendendo caulnização e hidromorfismo. Significativa precipitação e intensa alteração argilosa do soco metassedimentar devem ter favorecido a formação de fluxos de massa e escorregamentos nas vertentes. O grande desenvolvimento espacial dos sistemas fluviais, o predomínio de clastos muito resistentes à meteorização, a lexiviação dos clastos de quartzo, a intensa alteração argilosa ocre dos clastos de filito e o cortejo argiloso com caulinite predominante, permite supor a persistência de mecanismos aquosos e boa drenagem, num clima temperado quente e húmido.
Litologias: clastos essencialmente de quartzo e quartzo. Os sedimentos são mal calibrados, possuindo matriz arenosa grosseira e siltosa. No sopé de cristas quartzíticas são muito heterométricos, com blocos que atingem 4 m de eixo, suportados por matriz lutítica; mais para jusante tornam-se menos grosseiros e exibem estruturas de transporte tractivo. O cortejo argiloso tem caulinite dominante, ilite e rara vermiculite. A cor é tipicamente ocre, por vezes esbranquiçada ou avermelhada. No Fratel os depósitos desta formação fossilizam uma alteração culínica profunda (2 m), de cor ocre que afecta o soco metassedimentar
Bibliografia: Cunha, P. (1992a) – <i>Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra</i> . Dissertação de Doutoramento, Univ. Coimbra, 262 p. Cunha, P. (1996) – Unidades estratigráficas do Terciário da Beira Baixa (Portugal). <i>Comu. Inst. Geol. Min.</i> , 82: 87-130. Cunha, P.(2000) – Paleoalterações e cimentações nos depósitos continentais terciários de Portugal central: importância na interpretação dos processos antigos. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 14:145-154.

Tabela 5.75 – Caracterização da Formação de Falagueira.

Formação: Formação de Falagueira (Membro de Chão da Velha)
Unidade alostratigráfica: SLD13
Bacia sedimentar: Bacia de Baixo Tejo
Datação: Placenciano
Espessura máxima: 10 m
Distribuição geográfica: região de Malpica – V. Velha do Ródão – Falagueira
Paleontologia: não são conhecidos fósseis.
Génese: representa depósitos de sistemas fluviais entrancados que, tendo capturado a drenagem da bacia espanhola do Tejo denando para o Atlântico, são os percursos da rede hidrográfica actual.
Litologias: predominam fácies areno-conglomeráticas fluviais. A composição é essencialmente quartzíticas e quartzosa; o cortejo argiloso apresenta quase exclusivamente caulinite. A cor é ocre, às vezes esbranquiçada ou avermelhada. Os sedimentos são mal ou moderadamente calibrados, possuindo uma matriz arenosa. As fácies são ligeiramente mais grosseiras para o tecto da sucessão.
Bibliografia: Cunha, P. (1992a) – <i>Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra</i> . Dissertação de Doutoramento, Univ. Coimbra, 262 p. Cunha, P. (1996) – Unidades estratigráficas do Terciário da Beira Baixa (Portugal). <i>Com. Inst. Geol. Min.</i> , 82: 87-130. Cunha, P.(2000) – Paleoalterações e cimentações nos depósitos continentais terciários de Portugal central: importância na interpretação dos processos antigos. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 14:145-154.

Tabela 5.76 – Caracterização da Formação de Falagueira (Membro de Chão da Velha).

Formação: Formação de Falagueira (Membro de Murrachinha)
Unidade alostratigráfica: SLD13
Bacia sedimentar: Bacia de Baixo Tejo
Datação: Placenciano
Espessura máxima: 107 m
Distribuição geográfica: Cerro da Murachinha, situado a 4km a WSW da povoação de Monfortinho.
Paleontologia: não são conhecidos fósseis.
Génese: corresponde a sedimentação torrencial em cones aluviais.
Litologias: tem cor ocre, tem composição essencialmente quartzítica e cortejo argiloso muito rico de caulinite, com escassa ilite. No sopé da Serra do Moradal e da crista quartzítica de Penha Garcia os conglomerados são heterométricos, com blocos que atingem 1,5 m de eixo e suportados por matriz lutítica. Para jusante tornam-se menos grosseiros e desorganizados. O limite superior é superfície aluvial culminante de enchimento terciário, que perde progressivamente altitude com o afastamento da Cordilheira Central Portuguesa.
Bibliografia: Cunha, P. (1992a) – <i>Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra</i> . Dissertação de Doutoramento, Univ. Coimbra, 262 p. Cunha, P. (1996) – Unidades estratigráficas do Terciário da Beira Baixa (Portugal). <i>Com. Inst. Geol. Min.</i> , 82: 87-130. Cunha, P.(2000) – Paleoalterações e cimentações nos depósitos continentais terciários de Portugal central: importância na interpretação dos processos antigos. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 14:145-154.

Tabela 5.77 – Caracterização da Formação de Falagueira (Membro de Murrachinha).



Figura 5.148 – Formação de Falagueira em Sarzedas (foto João Pais).

Formação: Nível de Fratel
Unidade alostratigráfica: SLD 14
Bacia sedimentar: Bacia Baixo Tejo
Datação: Gelasiano – Plistocénico inferior
Espessura máxima: 10 m
Distribuição geográfica: Vila Velha do Rodão
Paleontologia: não são conhecidos fósseis.
Génese: o carácter erosivo e o grande desenvolvimento espacial permite atribuí-los a uma primeira descida do nível de base da drenagem atlântica, provavelmente em condições de rexistasia relacionadas com a deterioração climática do final do Pliocénico (Gelasiano).
Litologias: a partir do nível de colmatação sedimentar representado pelo cimo dos retalhos da Formação da Falagueira, distinguem-se sucessivos embutimentos da rede fluvial. Cada um destes embutimentos está, geralmente, representado por depósitos de terraço que podem continuar lateralmente um nível erosivo. O Nível de Fratel corresponde ao nível erosivo do primeiro embutimento associado ao terraço de Monte do Pinhal. Os clastos dos terraços estão mal calibrados e predominância de quartzitos e quartzo; foram retomados, em parte, dos conglomerados da Formação da Falagueira. Esta superfície erosiva desenvolveu-se a partir da superfície culminante da bacia sedimentar de que restam testemunhos nos cimos planos de relevos residuais da área de Fratel, Chã da Velha, Remédios e Feia. O Nível de Fratel trunca parcialmente as arcoses do Grupo da Beira Baixa no compartimento abatido da falha de Ponsul, enquanto na restante área atingiu o soco. A superfície do primeiro embutimento trunca o soco fossilizado pela Formação da Falagueira (topo desta formação a 324 m, nível embutido a 294 m). Nesta área o embutimento do Nível de Fratel relativamente ao tecto da Formação da Falagueira é da ordem de 25 a 30 m. O Nível de Fratel apresenta o mesmo enquadramento morfostratigráfico, relativamente à superfície culminante da Bacia do Baixo Tejo, do Nível de Mora – Lamarosa verificando-se continuidade geomorfológica ao longo do vale do Baixo Tejo.
Bibliografia: Cunha, P. & Martins, A. A. (2000) – Transição do enchimento terciário para o encaixe fluvial quaternário na área de Vila Velha do Rodão (sector NE da Bacia do Baixo Tejo). <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 14: 171-182.

Tabela 5.78 – Caracterização do Nível de Fratel.

5.7 – Bacia de Alvalade

5.7 – Bacia Cenozóica de Alvalade

5.7.1. – Localização

A Bacia de Alvalade ocupa área extensa no sector W do Alentejo, entre a Serra de Grândola a W e os terrenos das zonas centro Ibérica e Sul Portuguesa do maciço Hespérico (fig. 5.149).

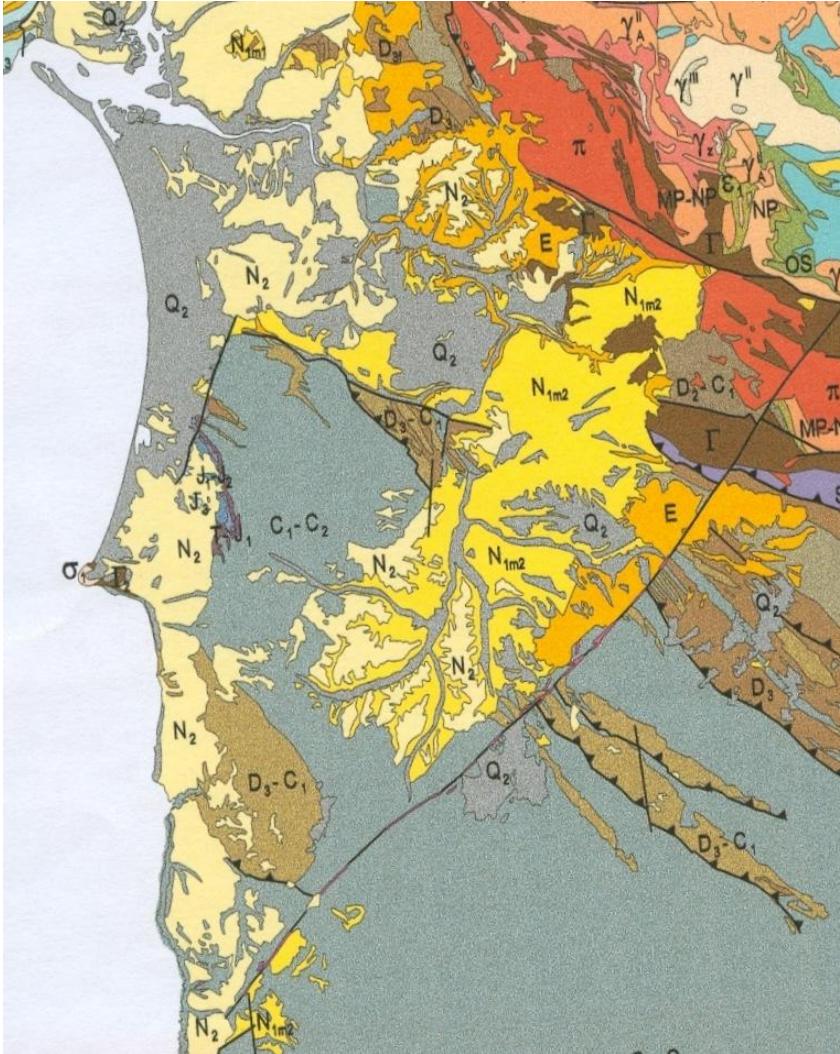


Figura 5.149 – Localização da Bacia de Alvalade e (excerto da Carta Geológica de Portugal; 1/1000000; INETI) (Pais, *et al.*, em publicação).

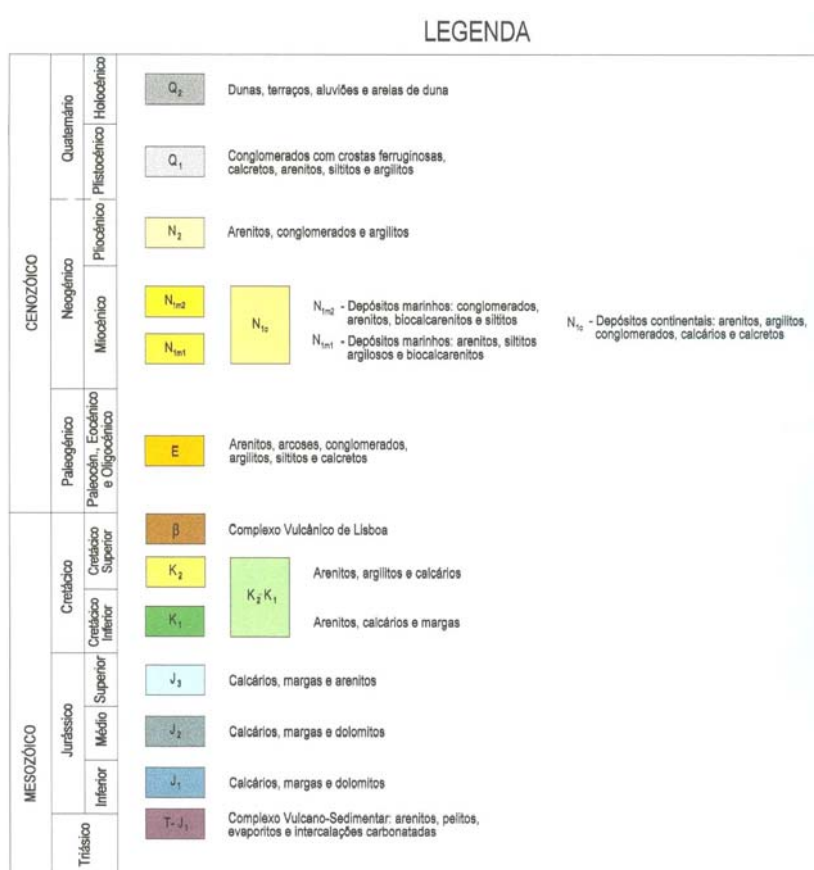


Figura 5.150 – Legenda do Mesozóico e Cenozóico da Carta Geológica de Portugal; 1/1000000; INETI) (Pais, *et al.*, em publicação.).

5.7.2 – Evolução e enchimento da Bacia de Alvalade

A sul da Bacia do Baixo Tejo, numa área que corresponde em grande parte à presente bacia hidrográfica do Sado, formou-se uma outra bacia – Bacia de Alvalade (Antunes & Mein, 1989). Esta bacia está separada da do Baixo Tejo por um horst constituído por rochas do paleozóico (Senhor das Chagas - Valverde), que apenas foi atravessado pelo rio Sado no Quaternário.

Durante muitos anos, a identidade desta bacia não foi reconhecida, sendo considerada integrada na Bacia do Baixo Tejo sob a designação de Bacia do Tejo – Sado (Carvalho *et al.*, 1995 in Pimentel, 1997). O horst do Senhor das Chagas – Valverde actuou como barreira separando a Bacia do Baixo Tejo da Bacia de Alvalade. Datações precisas dos depósitos marinhos, sobrepostos às unidades continentais atribuídas genericamente ao Paleogénico (Formação de Vale de Guizo) permitiram verificar que, enquanto para Norte e Oeste do horst de Senhor das Chagas – Valverde, datavam do Serravaliano superior a Tortonianiano inferior

para sul daquele têm idades Tortoniano superior e Messiniano (Antunes & Mein, 1989). Assim, o enchimento das duas depressões tem histórias diferentes e independentes e devem ser encaradas como unidades morfológicas distintas: os sectores a Norte da barreira estão integrados na Bacia do Baixo Tejo e os de Sul constituem uma bacia independente designada Bacia de Alvalade (Antunes & Mein, 1989).

A génese e estruturação desta bacia está associada à 1ª fase tectónica compressiva alpina, relacionada com a convergência das placas euro-asiática e africana ao longo do Cenozóico. A micro-placa ibérica desempenhou um papel parcialmente independente, movendo-se ao longo de uma ou de outra placa (Srivastava *et al.*, 1990 *in* Pimentel 1998a), controlando a direcção de compressão principal. A placa ibérica rodou gradualmente de NE-SO para NO-SE ao longo do Cenozóico, activando acidentes com diferentes orientações (Ribeiro & Cabral, 1986). Esta evolução está registada no preenchimento sedimentar de várias bacias ibéricas.

Várias fases tectónicas foram definidas para o Cenozóico em Portugal e Espanha. A idade foi estabelecida usando relações de fácies, hiatos e desconformidades bem como as assinaturas tectono-sedimentares.

Na bacia de Alvalade, o preenchimento sedimentar é composto pelas seguintes unidades das mais modernas para as mais antigas:

Idades prováveis	Formações	Unid. alostratigráfica
Plistocénico inf. a Gelasiano	Formação de Panóias	SLD14
Gelasiano a Zancliano	Formação de Alvalade	SLD13
Zancliano a Messiniano	Formação de Esbarrondadoiro	SLD12
Messiniano a Tortoniano	Formação de Monte Coelho	SLD11
Chatiano a Luteciano	Formação de Vale do Guizo	SLD7-8

Tabela 5.79 – Principais unidades da Bacia de Alvalade (adaptado de Pimentel, 1997).

A Formação de Vale do Guizo (fig. 5.51) corresponde, essencialmente, a depósitos grosseiros areno-conglomeráticos avermelhados, com abundantes calcretos/dolocretos freáticos e argilas esmectite/paligorskite na parte superior (Pimentel, 1998a). Os depósitos

apresentam estruturas massivas a gradadas, sem macroformas tractivas, indicando a predominância de “debris-flows” e “mud-flows” em macrosequências positivas. A unidade é atribuída a leques aluviais gerados sob clima sub-árido e desenvolvidos em resposta a eventos tectónicos. A reconstituição paleogeográfica define duas sub-bacias relacionadas com as duas principais escarpas de falha na bacia de Alvalade: Torrão e Messejana (Pimentel, 1998a).

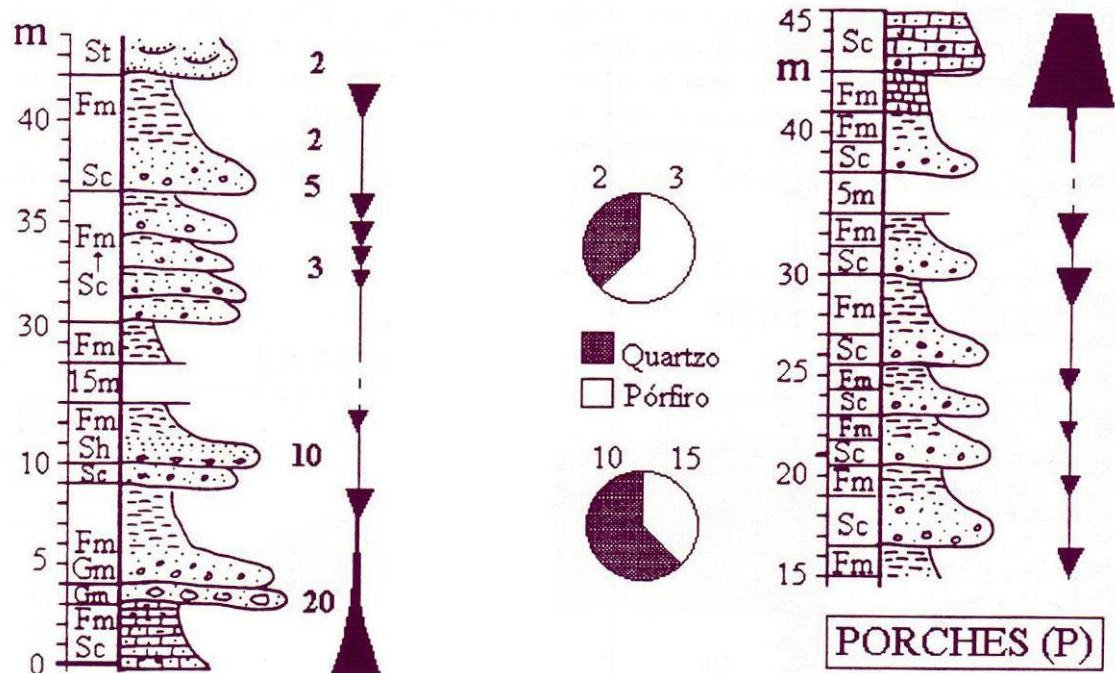


Figura 5.151 – Perfil da Formação de Vale do Guizo em Vale do Guizo e em Porches (adaptado de Pimentel, 1997)

A Formação de Vale do Guizo correlaciona-se com outros depósitos atribuídos ao Paleogénico por comparação com os depósitos de Vale Furado e de Côja biostratigraficamente datados do Eocénico (Antunes 1986b, 1986c, 1986d; Cunha, 1992a). Estes depósitos revelam contextos tectónicos, climáticos e geomorfológicos similares, nomeadamente, representam a resposta à activação, no Paleogénico, de falhas tardi-hercínicas, levando à subsidência de várias bacias intracontinentais por compressão NE-SW e desenvolvimento de leques aluviais. Apresentam, também, assinaturas sedimentares similares. As características permitem correlação litostratigráfica e tectono-sedimentar com a 1ª sequência dos depósitos paleogénicos do Portugal central, atribuível ao intervalo entre as fases pré-pirenaica e pirenaica do Eocénico (Pimentel, 1998a).

A Formação de Monte Coelho (fig. 5.152) é composta por conglomerados quártzicos grosseiros com matriz esmectítica exibindo abundante hidromorfismo (avermelhado a amarelado), carbonatos dispersos e pisólitos ferruginosos. As fácies são maioritariamente

massivas, sem organização e gradação significativas. A unidade está restrita à parte sul da orla da bacia, correspondendo à reactivação da falha da Messejana e ao desenvolvimento de pequenos leques aluviais proximais, em condições semiáridas.

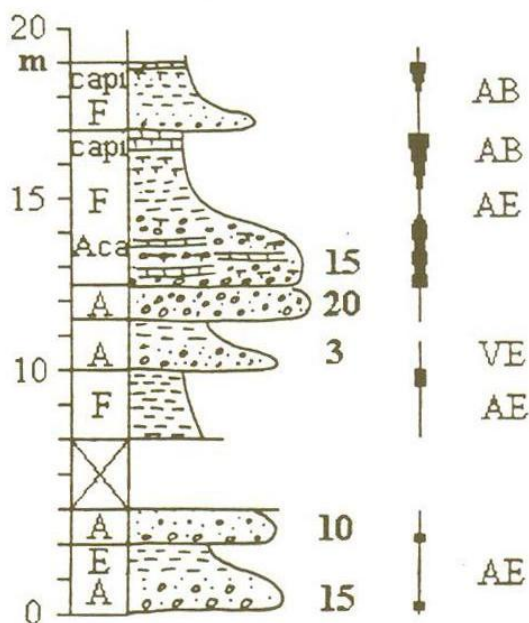


Figura 5.152 – Corte em Monte Coelho (adaptado de Pimentel, 1997).

Correlaciona-se com evento tectónico importante, responsável pelo levantamento de várias cadeias montanhosas em Portugal, e à inversão tectónica nas áreas de onde ocorreu sedimentação mesozóica (Cunha 1992a; Ribeiro *et al.*, 1992, *in* Pimentel, 1998a). Este evento, está materializado em várias unidades continentais pós-Tortoniano de Portugal central, todos com a mesma assinatura sedimentar: depósitos de conglomerados grosseiros, com argilas esmectíticas, hidromorfismo e carbonatos. Assim, é proposta correlação tectono-sedimentar entre esta Formação e a actuação da fase bética, considerando que este evento teria promovido a reactivação da falha da Messejana, com compressão orientada NNW-SSE. Também se correlaciona com outros depósitos atribuídos ao Tortoniano sup. - Messiniano (SLD 11) na Bacia do Tejo – Formação da Torre, na Bacia do Mondego – Formação de Pombal e Formação de Campelo no Mondego.

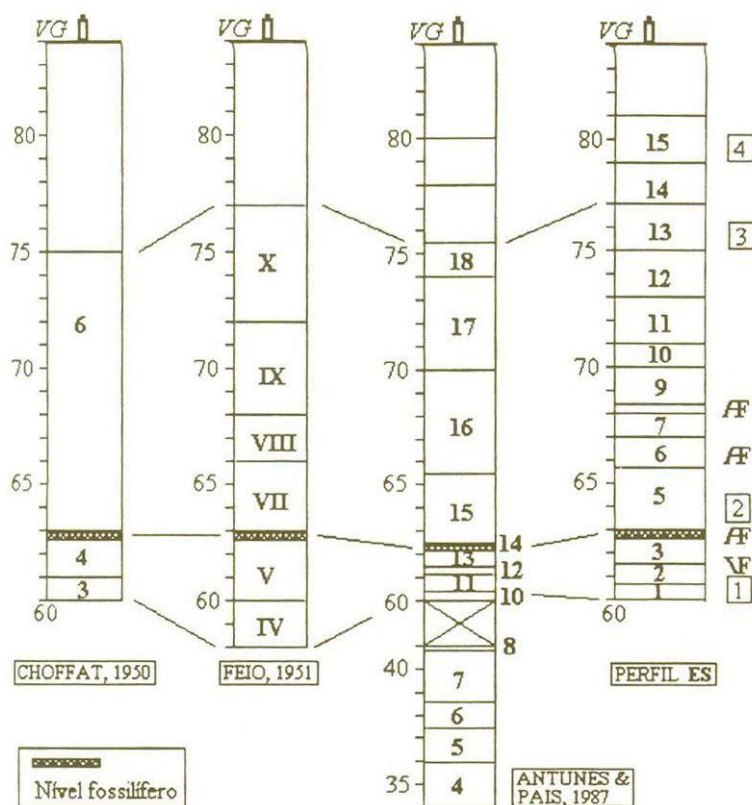


Figura 5.153 – Esquema do corte de Esbarrondadoiro, segundo as descrições e unidades definidas por Choffat (1950), Feio (1951), Antunes & Pais (1987; *in* Balbino, 1995) (adaptado de Pimentel, 1997).

A Formação de Esbarrondadoiro (fig. 5.153) corresponde a uma unidade marinha fossilífera. Incluiu fauna abundante de ostras, pectinídeos, dentes de seláceos, restos de golfinhos e de pequenos mamíferos de idade messiniana. Inclui fácies diversas, com predominância de areias finas micáceas, amareladas, com intercalações microconglomeráticas e pelíticas (esmectite). As camadas têm geometria tabular a larga escala, com estratificação horizontal e gradação positiva.

A distribuição regional das diferentes fácies denuncia sedimentação num golfo marinho estreito e raso, rodeado por uma área parálica; os sectores mais marginais, onde se definiram leques aluviais e eventualmente deltas, receberam material grosseiro das regiões a Este. Foi proposta correlação entre esta formação e depósitos similares no Algarve (Antunes & Mein, 1989) e a Sul de Lisboa (Cachão & Silva 1992). No entanto, datação precisa, assegurada pela fauna de pequenos mamíferos demonstrou que a Formação de Esbarrondadoiro, data do Messiniano superior a Zanciano inferior (SLD12), é mais moderna que a Formação de Cacela no Algarve (Tortoniano final a Messiniano) e que os níveis marinhos mais elevados datados na Bacia do Baixo Tejo (Antunes & Mein, 1989). Esta

unidade representaria depósitos correspondentes com transgressão tardi-miocénica, relacionada, possivelmente, com o ciclo de 3ª ordem 3.3 de Haq *et al.* (1988).

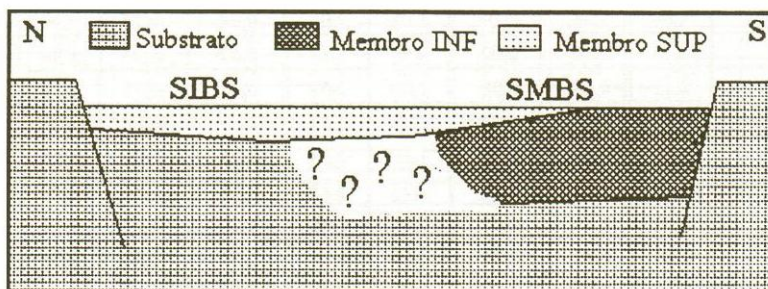


Figura 5.154 – Esboço da articulação espacial dos depósitos grosseiros e finos do membro inferior e do membro superior da Formação de Esbarradoiro, entre ribeira das Soberanas (a N) e São Romão de Panóias (a S) (Pimentel, 1997).

A Formação de Alvalade (fig. 5.155) é composta por areias médias alaranjadas, organizadas em camadas métricas homogéneas. Estes depósitos têm fácies, estrutura e geometria tipicamente fluvial, correspondendo a rios entrançados evoluindo verticalmente do Tipo 2 a Tipos 3 e 9 (Miall, 1985) numa macrossequência autocíclica positiva.

A reconstituição paleogeográfica revela drenagem geral para NW, sem nenhuma escarpa de falha significativa. Esta formação é tida como equivalente lateral de outras unidades fluviais, geralmente considerados do Pliocénico superior (Placenciano) (Cunha *et al.*, 1993), e genericamente atribuídas aos arenitos de Ulme (Pimentel, 1998a). Parecem contemporâneos da fase Ibero-Manchega I, que pode ser responsabilizada pelo levantamento geral e inclinação para SO da região ibérica. Esta situação, associado às condições mais húmidas do Pliocénico superior, proporcionou a instalação de drenagem exorreica.

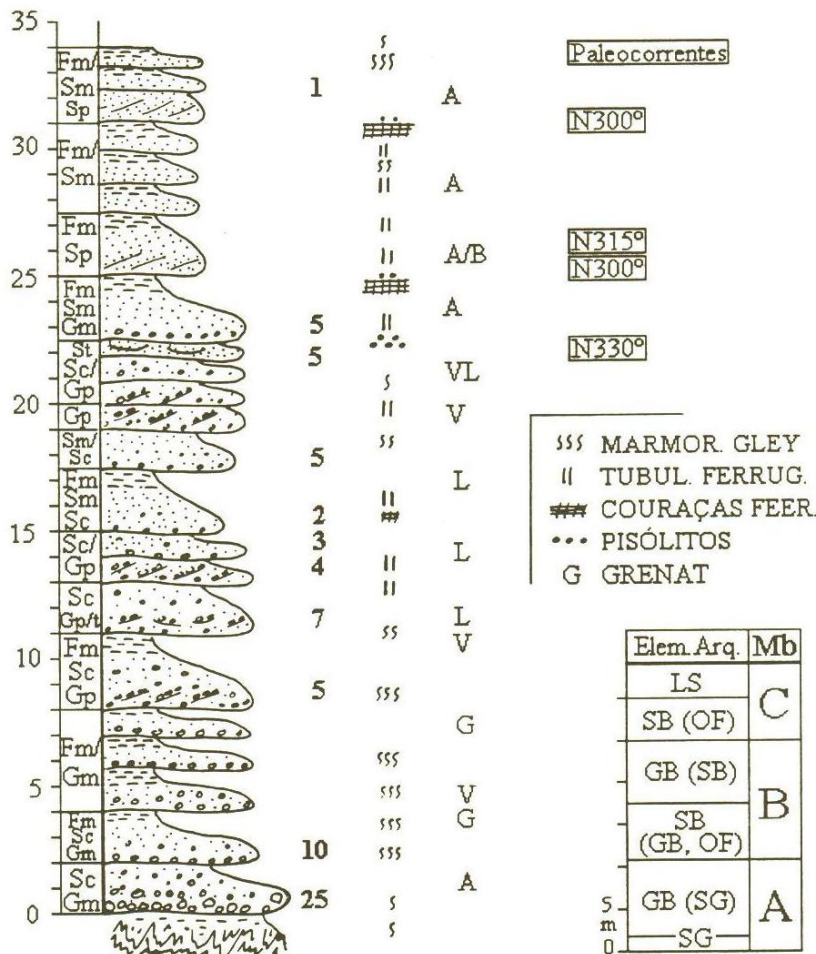


Figura 5.155 – Perfil dos depósitos da Formação de Alvalade em São Domingos, Alentejo (Pimentel 1997).

A Formação de Panóias apresenta conglomerados muito grosseiros, vermelhos escuros, com matriz argilosa (ilite e caulinite), intensamente ferruginizados por processos pedogénicos. As características texturais e estruturais destes depósitos apontam para “debris-flows” relacionados com extenso leque aluvial. No entanto, a área de origem não era as escarpas de falha que limitam a bacia, mas sim a Serra do Caldeirão, situado a dezenas de km a sul da bacia, a partir do qual os leques se espalharam, cobrindo apenas a parte sul da bacia (Pimentel & Azevedo, 1995). Estes eventos têm sido datados do Vilafranquiano médio (Azevedo, 1982) e relacionados com a fase Ibero-Manchega II (Calvo *et al.*, 1993).

A tectónica recente do Quaternário reactivou as falhas principais em redor da bacia, criando orlas sobre-elevadas (sempre acima dos 200 m). No entanto, o clima húmido e frio que permaneceu, não promoveu a formação de leques aluviais, mas sim a instalação da rede hidrográfica actual, testemunhada por terraços diversos (Pimentel & Azevedo, 1990).

5.7.3 - Formações

Formação: Formação de Vale do Guizo
Unidade alostratigráfica: SLD 7-8
Bacia sedimentar: Bacias de Alvalade e do Baixo Tejo (sector sul da margem esquerda)
Datação: Paleogénico
Espessura máxima: 160 m
Distribuição geográfica: o corte padrão estende-se ao longo da E.M. 382 que liga o I.P. 1 a São Romão.
Paleontologia: não são conhecidos fósseis.
Génese: esta formação foi gerada e evoluiu em condições climáticas correspondente a clima sub tropical quente a sub árido caracterizado por temperaturas elevadas e forte contraste sazonal com estação seca prolongada, evaporação intensa, e curtos episódios húmidos, com pluviosidade concentrada.
Litologias: o estudo de diversos perfis permitiu evidenciar diversos aspectos comuns nestes depósitos, ressaltando a elevada homogeneidade do tipo de sedimentos presentes, nomeadamente quanto às litofácies identificadas. As sequências estudadas consistem na associação, em proporções variáveis, de quatro litofácies predominantemente: fácies conglomerática (Gms); fácies arenítica – (Sc) ou (Sm); fácies lutítica (Fm). Esta litofácies apresenta-se frequentemente carbonatada, tomando aparência e natureza margosa rosada. Foram definidos três membros, correspondentes a diferentes regimes sedimentares: Membro A, basal, conglomerático fortemente carbonatado de cores claras, litofácies predominante conglomerados clásticos (Gm) e Sc; Membro B, constituído por alternâncias areno – lutíticas organizadas em sequências básicas (SB) métricas, com carbonatação incipiente e cores vermelho – tijolo, litofácies predominante Sc, Sm, e Fm; e, Membro C, presente apenas uns alguns perfis, correspondendo a bancadas métricas de base areno – conglomeráticas e lutitos mais ou menos espessos, organizadas em sequências básicas (SB) positivas, há predominio de lutitos, as colorações são claras e intensa calcritização. O cortejo argiloso mostra predominio da esmectite e atapulgite, em quantidades iguais, sobre a ilite e a caulinite, também em valores idênticos.
Outros:
Pimentel, N. L. (1997) - <i>O Terciário da Bacia do Sado. Sedimentologia e análise tectono-sedimentar</i> . Dissertação de Doutoramento, Univ. Lisboa, 381 p.

Tabela 5.80 – Caracterização da Formação de Vale de Guizo.



Figura 5.156 – Formação de Vale do Guizo no contacto com os depósitos da Zona Sul Portuguesa (foto João Pais).



Figura 5.157 – Formação de Vale do Guizo no contacto com os depósitos da Zona Sul Portuguesa (foto João Pais).



Figura 5.158 – Formação de Vale do Guizo em Vale do Guizo (foto João Pais).



Figura 5.159 – Formação de Vale do Guizo em Vale do Guizo (foto João Pais).

Formação: Formação de Monte Coelho
Unidade alostratigráfica: SLD11
Bacia sedimentar: Bacia de Alvalade
Datação: Tortoniano superior - Messiniano
Espessura máxima: 30 – 50 metros
Distribuição geográfica: Grândola - Alvalade
Paleontologia: não são conhecidos fósseis
Génese: corresponde ao preenchimento de uma área depirmida recém-criada, por materiais grosseiros, desagregados das vertentes, bem como do provável desmantelamento de vertisolos aí desenvolvidos. A sedimentação deu-se em leques aluviais sob condições climáticas quentes e sub húmidas, contrastadas, com drenagem deficiente. Existiria importante escarpa no bordo NE da bacia de Alvalade de onde provinham materiais grosseiros que preenchiam a depressão adjacente. As áreas de erosão corresponderiam à região de Panóias – Messejana – Aljustrel, enquanto a sedimentação se localizava na faixa SW – NE, entre Torre Vã e ribeira do Roxo. Estes depósitos terão resultado da reactivação compressiva do sistema de acidentes associados à falha da Messejana
Litologias: conglomerados grosseiros, maciços, com matriz areno – lutítica ocre marmoreada, alternando com lutitos maciços. A carbonatação é intensa, apresenta ferruginizações e pisólitos dispersos. O conteúdo argiloso é essencialmente esmectítico, com alguma ilite e caulinite. Verticalmente, pode há tendência macrosssequencial positiva, com diminuição granulométrica e aumento da pedogénese e carbonatações sub – aéreas.
Bibliografia: Pimentel, N. L. (1997) - <i>O Terciário da Bacia do Sado. Sedimentologia e análise tectono-sedimentar</i> . Dissertação de Doutoramento, Univ. Lisboa, 381 p.

Tabela 5.81 – Caracterização da Formação de Monte Coelho

Formação: Formação de Esbarroadoiro
Unidade alostratigráfica: SL D 12
Bacia sedimentar: Bacia de Alvalade
Datação: Messiniano – Zanciano
Espessura máxima: 80 m
Distribuição geográfica: grande parte da Bacia de Alvalade. O perfil de referência situa-se junto ao v.g. Esbarroadoiro constitui uma referência para o Cenozóico da bacia de Alvalade, situa-se a 35 km a leste de Grândola, na margem direita da ribeira de Odivelas, 3 km a jusante desta localidade.
Paleontologia: Numerosas ocorrências de fósseis: lamelibrânquios, fragmentos de costelas de sirenídeos e dentes de peixes, dentes de mamíferos, (tabelas 5.83 e 5.84).
Génese: a esmectite deverá ter sido gerada a partir da alteração sub-aérea das rochas das áreas continentais elevadas, por processos predominantemente pedogénicos. Os respectivos “solos vérticos” desenvolveram-se em condições climáticas tropicais contrastadas, sendo o respectivo material posteriormente sujeito a erosão e acarreo para áreas deprimidas, podendo inclusivamente atingir áreas imersas. A ilite provirá de horizontes superiores leixivados, enquanto a caulinite deverá ser herdada. O conteúdo fossilífero, nomeadamente os ostréídeos, deverão corresponder a paleoambientes parálcos sub – tidais, com sedimentação activa, enquanto os pequenos lamelibrânquios, gastrópodes e cirrípedes traduzem a colonização de ambientes litorais de alta energia. Por fim, os ambientes mais profundos e com fraco hidrodinamismo são responsáveis pela ocorrência de dentes de seláceos, alguns de grande porte e característicos de mar aberto.
Litologias: a formação inclui sedimentos de características diversas, traduzindo uma multiplicidade de ambientes deposicionais coexistentes na bacia num mesmo intervalo de tempo, na qual resultou uma unidade lateralmente extensa e pouco espessa. A identificação e definição litológica não pode ser efectuada de modo simples e único, sendo mais correcto considerar uma diversidade de fácies que, no conjunto, constituem a formação. Existe, porém, uma ou outra característica comum, tal como é o caso das colorações predominantemente claras, com tons amarelados e cinza – esverdeados típicos, os quais ocorrem indiferenciavelmente em depósitos finos e grosseiros. A Formação é constituída por uma sucessão de bancadas métricas bastante homogéneas, tabulares e com grande extensão lateral. As litologias são predominantemente areno – argilosas, ocorrendo desde areias médias com espessuras centimétricas, até espessos corpos de argilas. A sucessão de camadas organiza-se, geralmente, com gradação positiva. No conjunto dos depósitos desta Formação foram definidas seis litofácies, atendendo essencialmente à granularidade da componente terrígena, geralmente predominante. No entanto, existe às vezes uma componente carbonatada, de precipitação química ou biogénica, que se pode adicionar ao material detrítico; os óxidos de ferro, muitas vezes sob a forma de concreções, atingem quantidades significativas. Estes depósitos foram ainda divididos num Membro superior predominantemente fino e num Membro inferior grosseiro que apenas se encontra presente no sector meridional da Bacia do Sado. O cortejo argiloso revela predominio da esmectite sobre a ilite e desta sobre a caulinite.
Bibliografia Antunes, M. T.; Mein, P.; Pais, J. (1996) – Depósitos messinianos do sul de Portugal, mamíferos (incluindo rodentia e lagomorpha) e idades K-Ar. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , Lisboa, 8: 55-64. Pimentel, N. L. (1997) - <i>O Terciário da Bacia do Sado. Sedimentologia e análise tectono-sedimentar</i> . Dissertação de Doutoramento, Univ. Lisboa, 381 p.

Tabela 5.82 – Caracterização da Formação de Esbarroadoiro

Mamíferos	<p>LAGOMORPHA <i>Prolagus michauxi</i> <i>Trischizolagus maritsae</i> [<i>Trischizolagus</i> sp. (1986); <i>Trischizolagus maritsae</i> (1989)]</p>
	<p>RODENTIA <i>Eliomys truci</i> (MEIN & MICHAUX, 1970) <i>Eliomys intermedius</i> [<i>Eliomys intermedius</i> (1986); <i>Eliomys</i> cf. <i>intermedius</i> (1989)] (FRIENT, 1953) <i>Cricetus barrieri</i> [<i>Cricetus barrieri</i> (1986); <i>Cricetus</i> cf. <i>barrieri</i> (1989)] <i>Ruscinomys lasallei</i> [<i>Ruscinomys lasallei</i> (1986); <i>Ruscinomys</i> cf. <i>lasallei</i> (1989)] <i>Blancomys sanzi</i> [<i>Blancomys neglectus</i> (1986); <i>Blancomys</i> cf. <i>neglectus</i> (1989)] <i>Stephanomys dubari</i> [<i>Stephanomys ramblensis</i> (1986); <i>Stephanomys</i> cf. <i>ramblensis</i> (1989)] <i>Occitanomys alcalai</i> [<i>Occitanomys</i> sp. (1989)] <i>Apodemus gudrunae</i> [<i>Apodemus gorafensis</i> (1989)] <i>Paraethomys meini</i> [<i>Paraethomys</i> cf. <i>meini</i> (1986); <i>Paraethomys</i> cf. <i>meini</i> (1989)] <i>Paraethomys abaigari</i> [<i>Paraethomys</i> sp. aff. <i>jaegeri</i> (1986)] <i>Paraethomys anomalous</i> (1989)] <i>Castillomys margaritae</i> [<i>Castillomys gracilis</i> (1986)]</p>
	<p>CRICETIDAE <i>Cricetus</i> cf. <i>barrieri</i> (MEIN & MICHAUX, 1970) <i>Ruscinomys lassaltei</i> (ADROVER, 1969) <i>Blaneomys neglectus</i> (VAN DE WEERD <i>et al.</i>, 1957)</p>
	<p>MURIDAE <i>Stephanomys ramblensis</i> (VAN DE WEERD, 1976) <i>Paraethomys</i> cf. <i>meini</i> (MICHAUX, 1969)</p>
	<p>INSECTIVORA ERINACEIDAE <i>Galerix iberica</i> [<i>Galerix</i> sp. (1986); <i>Galerix</i> cf. <i>depereti</i> (1989)] <i>Episoriculus</i> sp.</p>
	<p>CETACEA Cetacea ind. (Mysticeti?) . Delphinidae ind.</p>
Peixes	<p><i>Aetobatus cappettai</i> n. sp. (Antunes & Balbino, 2006) <i>Myliobatis</i> cf. <i>Aquila</i> (Linné, 1758) <i>Pteromylaeus</i> sp. <i>Myliobatidae</i> indet.</p>

Tabela 5.83 – Fósseis da Formação de Esbarrondadoiro

<p><i>Seláceos</i></p> <p><i>Carcharhiniformes</i></p>	<p><i>Megascyliorhinus miocaenicus</i> (Antunes & Jonet, 1970)</p> <p><i>Premontreia</i> (<i>Oxyscyllium</i>) cf. <i>dachiardi</i> (Lawley, 1876)</p> <p><i>Scyliorhinus joleaudi</i> Cappetta, 1970</p> <p><i>Triakis</i> cf. <i>costamagnai</i> Cappetta & Nolf, 1991</p> <p><i>Mustelus</i> sp.</p> <p><i>Galeorhinus gonalvesi</i> Antunes, Balbino & Cappetta, 1999a</p> <p><i>Paragaleus antunesi</i> Balbino & Cappetta, 2000</p> <p><i>Galeocерdo aduncus</i> Agassiz, 1843</p> <p><i>Rhizoprionodon</i> sp.</p> <p><i>Carcharhinus</i> cf. <i>leucas</i> Valenciennes, 1839</p> <p><i>Carcharhinus</i> cf. <i>plumbeus</i> Nardo, 1827</p> <p><i>Carcharhinus</i> cf. <i>perezi</i> Poey, 1876</p> <p><i>Sphyrna</i> sp. 1</p> <p><i>Sphyrna</i> sp. 2</p>
<p>Flora</p>	<p><i>Castanea vulgaris</i> Hill</p> <p><i>Populus</i> cf. <i>balsamoides</i> Goepp.</p> <p><i>Salix</i> sp.</p> <p>(Monocotyledonea) sp</p>
<p>Bibliografia:</p> <p>Antunes, M. T., Mein, P. (1989) – Petits mammifères du Miocène terminal du bassin de Alvalade (Portugal); comparaisons avec des faunes de l’Espagne et du Maghreb. <i>Bellettino della Soc. Paleont. Italiana</i>, 28 (2-3): 161-170.</p> <p>Antunes, M. T.; Mein, P. (1995) – Nouvelles données sur les petits mammifères du Miocène terminal du Bassin de Alvalade, Portugal. <i>Com. Inst. Geol. Mineiro</i>, 81: 85-96.</p> <p>Antunes, M. T., Balbino, A., e Gaudant, J., (1995) – Découverte du plus récent poisson Characiforme européen dans le Miocène terminal du Portugal. <i>Comum. Serv. Geol. Port.</i>, 81: 79-84.</p> <p>Antunes, M. T.; Balbino, A.C.; Cappetta, H.(1999) – A New shark, <i>Galeorhinus gonalvesi</i> nov. sp. (Triakidae, Carcharhiniformes) from the latest Miocene of Portugal. <i>Tertiary Research</i>, 19 (3+4).</p> <p>Antunes, M.T. e Balbino, A.C. (2004) – The Carcharhiniformes (Chondrichthyes, Neoselachii) from the Alvalade Basin (Portugal). <i>Rev. Esp. Paleontologia</i>, 19 (1): 73-92.</p> <p>Antunes, M.T. e Balbino, A.C. (2006) – Latest Miocene Myliobatids (Batoidei, Selachii) from the Alvalade Basin, Portugal. <i>Cainozoic Research</i>, 4(1-2): 41-49.</p> <p>Antunes, M. T.; Mein, P.; Pais, J. (1996) – Depósitos messinianos do sul de Portugal, mamíferos (incluindo rodentia e lagomorpha) e idades K-Ar. <i>Ciências da Terra (UNL)</i>, Lisboa, 8: 55-64.</p> <p>Teixeira, C. (1952) – Flora fóssil do Miocénico de Esbarrondadoiro, Odivelas. <i>Comun. Serv. Geol. Port.</i>, XXXIII: 9 p.</p>	

Tabela 5.84 – Fósseis da Formação de Esbarrondadoiro (cont).

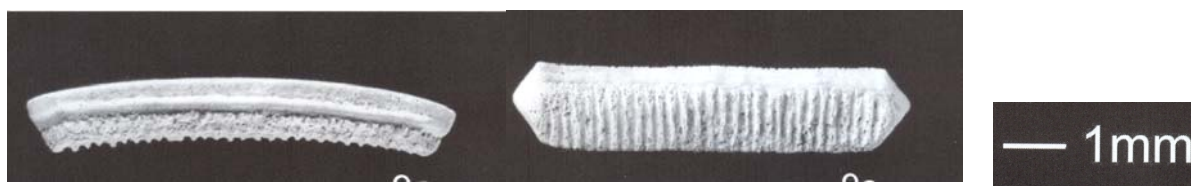


Figura 5.160 – *Myliobatis* cf. *aquila* (Linné, 1758) (Antunes & Balbino, 2006).

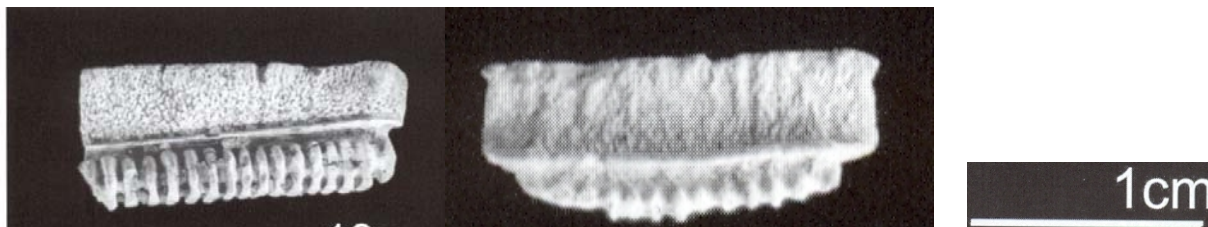


Figura 5.161 - *Myliobatidae* indet.
(Antunes & Balbino, 2006).

Figura 5.162 – *Pteromylaeus* sp. (Antunes & Balbino, 2006).



Figura 5.163 - *Aetobatus cappelletti* Antunes & Balbino (Antunes & Balbino, 2006).

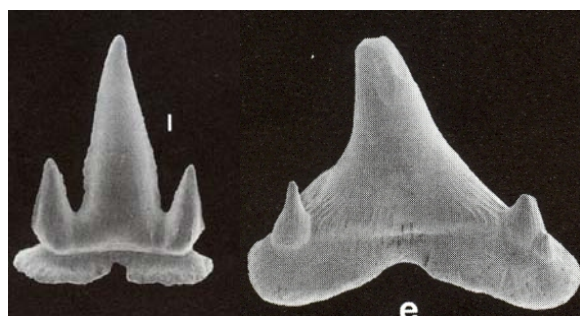


Figura 5.164 – e – *Megascyliorhinus miocaenicus* Antunes & Jonet, 1970, x 7,5

I – *Premontreia* (*Oxyscyllium*) cf. *dachiardi* Lawley, 1876, x 7,5 (Antunes & Balbino, 2004).



Figura 5.165 – *Triakis* cf. *costamagnai* Cappetta e Nolf, 1991, x 20, (Antunes & Balbino, 2004).



Figura 5.166 – *Galeorhinus* *gonçalvesi* Antunes, Balbino & Cappetta, 1999a, x 9,5, (Antunes, Balbino & Cappetta, 1999a).

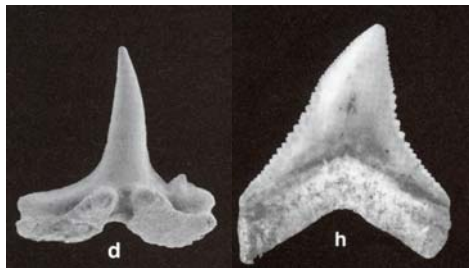


Figura 5.167 – d – *Paragaleus* *antunesi* Balbino & Cappetta, 2000, x 18,5
h – *Carcharhinus* cf. *leucas* Valenciennes, 1839, x 3 (Antunes & Balbino, 2004).

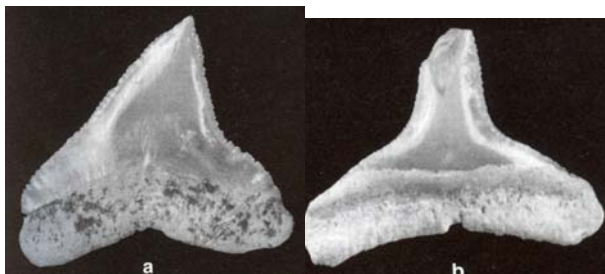


Figura 5.168 – *Carcharhinus* cf. *leucas* Valenciennes, 1839, x 3 (Antunes & Balbino, 2004).

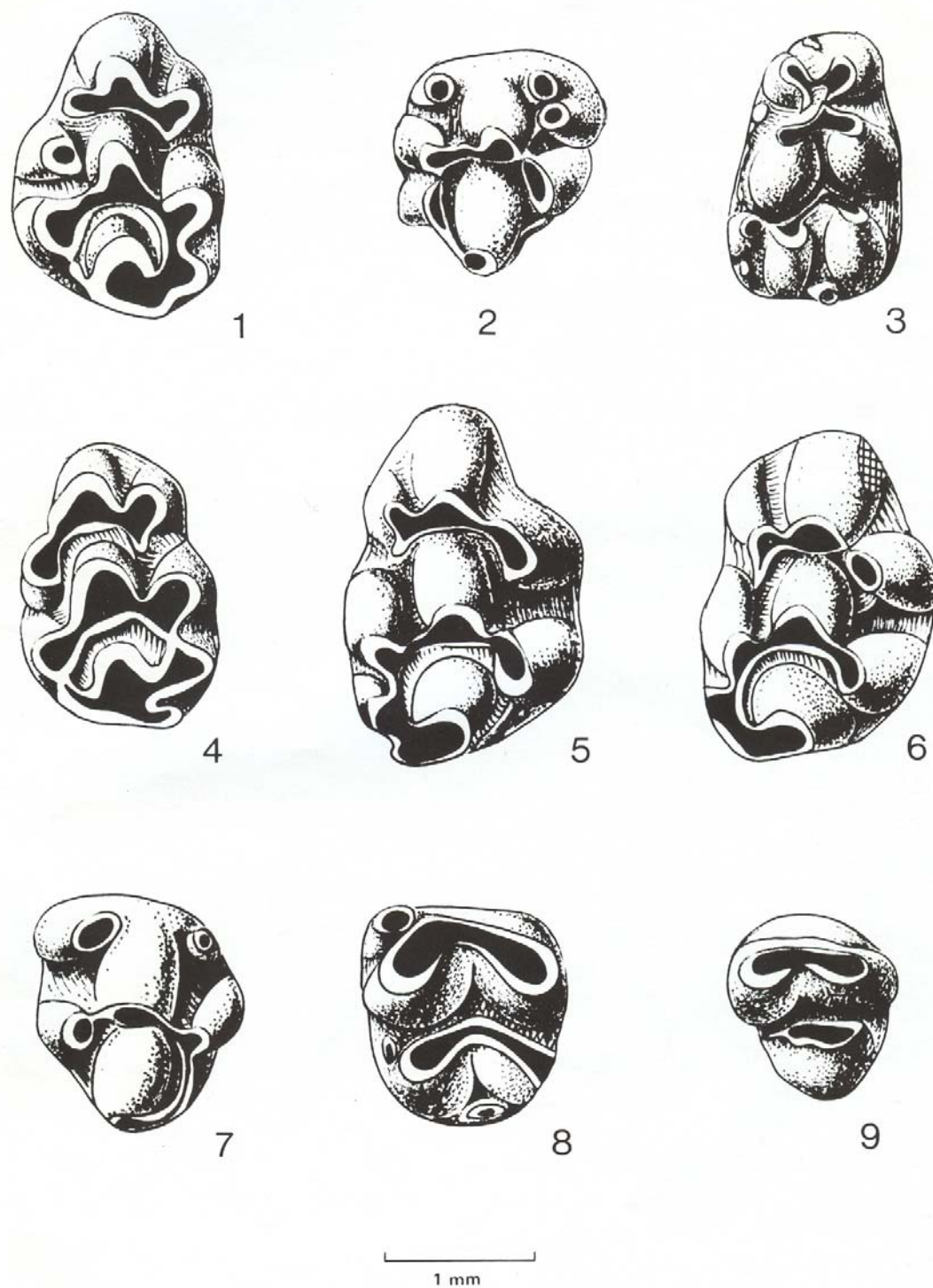


Figura 5.169 – 1-3 *Occitanomys alcalai*; 4 *Apodemus gudrunae*; 5-9 *Paraethomys meini* (Antunes & Mein, 1995).

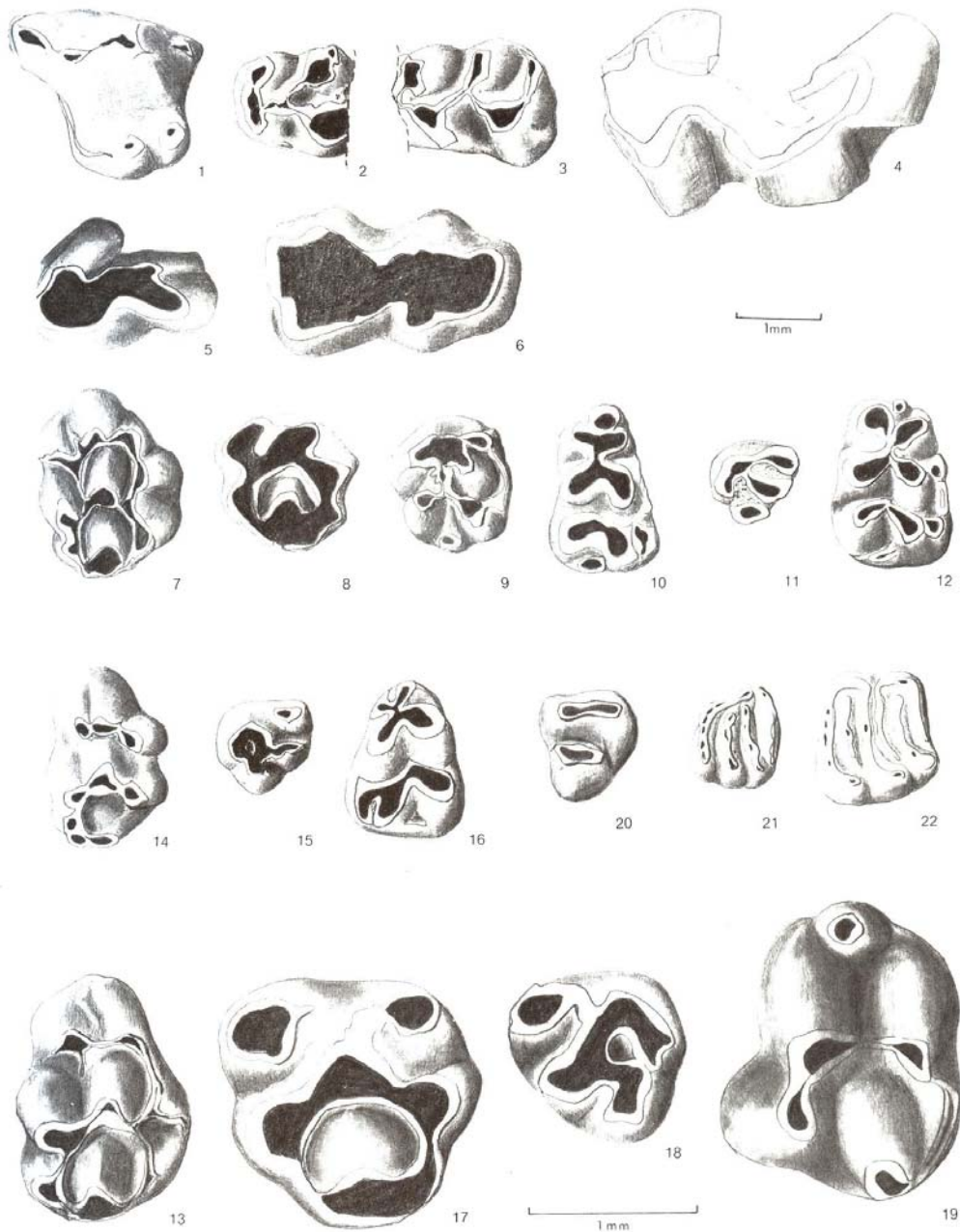


Figura 5.170 - 1 *Galerix depereti* Crochet; 2-3 *Cricetus* cf. *barrieri* Mein & Michaux; 4 *Blancomys* cf. *neglectus* Van de Weerd, Adrover, Mein & Soria; 5-6 *Ruscinomys* cf. *lasallei* Adrover; 7-9 *Stephanomys* cf. *ramblensis* Van de Weerd;; 10 *Apodemus gorafensis* Ruiz-Bustos, Sesé, Dabrio, Pena & Padial; 11-12 *Occitanomys* sp.; 13 *Castillomys margaritae*.; 14-18 *Paraethomys* cf. *meini* CMichaux); 19-20 *Paraethomys anomalus* de Bruijn, Dawson & Mein; 21 *Eliomys trnci* Mein & Michaux; 22 *Eliomys* cf. *intermedius* Friant (Antunes & Mein, 1989).



Figura 5.171 – 1-3 *Castanea vulgaris* Hill; 4 *Populus* cf. *balsamoides* Goepp.; 5 *Castanea vulgaris* Hill e *Salix* sp.; 5a *Salix* sp. (Teixeira, 1958).



Figura 5.172 - Formação de Esbarrondadoiro em Santa Margarida do Sado (foto João Pais).

Formação: Formação de Alvalade
Unidade alostratigráfica: SLD 13
Bacia sedimentar: Bacia de Alvalade
Datação: Placenciano
Espessura máxima: 30 a 40 m a oeste do rio Sado.
Distribuição geográfica: os afloramentos mais importantes encontram-se em torno da povoação de Alvalade. Depósitos semelhantes têm a designação de Formação da Marateca na Folha 39-C (Alcácer do Sal; Antunes, 1983) e na Folha 39-D (Torreão; Gonçalves e Antunes, 1992) da carta geológica 1:50 000.
Paleontologia: não são conhecidos fósseis.
Génese: condições climáticas propícias à génese da caulinite, nomeadamente clima quente e húmido de tipo tropical ou sub tropical contrastado, a par de drenagem fluvial exorreica.
Litologias: estão definidos três membros informais no corte do canal de São Domingos apesar do número limitado de litofácies. Os primeiros depósitos são constituídos por conglomerados muito grosseiros (quartzó SA e quartzito SR) de matriz areno - lútica amarelada. Seguem-se depósitos com alternâncias métricas conglomeráticas e lúticas, fortemente ferruginizados. Esta ferruginização assume aspectos particularmente intensos, com níveis de aparência laterítica e pisolítica, concreções e tubulações centimétricas ferruginosas, predominam os tons negros e "grenat". Estes depósitos basais, com cerca de 10 m de espessura, constituem o Membro A , definido essencialmente com base na intensa ferruginização que apresentam. A passagem para um o Membro B é definida por modificação das condições de sedimentação e da alteração ferruginosa. Os níveis conglomeráticos passam a apresentar abundantes feixes planares e arqueados (Gp e Gt). Verticalmente, cada sequência básica evolui para areias grosseiras e médias, sendo rara a ocorrência de lútos. As colorações dos depósitos é predominantemente avermelhada e alaranjada.; a espessura é próxima de 15 metros. Na parte final da sequência passa-se para depósitos essencialmente arenosos, com escassos lútos. As areias são pouco grosseiras e homogéneas, às vezes com estratificação planar e horizontal (Sp e Sh), podendo passar gradualmente a lútos maciços ou também laminados. As colorações das areias são amareladas, enquanto os lútos apresentam um suave marmorado, entre branco e lilás pálido. Estes depósitos finos do topo correspondem ao Membro C , aqui com cerca de 10 metros de espessura. O cortejo argiloso revela a abundância de caulinite com ligeiro predomínio sobre a ilite.
Bibliografia: Pimentel, N. L. (1997) - <i>O Terciário da Bacia do Sado. Sedimentologia e análise tectono-sedimentar</i> . Dissertação de Doutoramento, Univ. Lisboa, 381 p.

Tabela. 5.85 – Caracterização da Formação de Formação de Alvalade

Formação: Formação de Panóias
Unidade alostratigráfica: SLD 14
Bacia sedimentar: Bacia de Alvalade.
Datação: Gelasiano – Plistocénico inferior
Espessura máxima: 20 m.
Distribuição geográfica: constitui retalhos ao longo de uma faixa arqueada E-W com cerca de 70 por 30 km de extensão, entre Odemira, Albernoa e Canhestros. Correspondem aos depósitos representados na Carta Geológica 1:500 000 (1992) sob a designação de “Plistocénico – cascalheiras e coureaças lateríticas da Bacia do Tejo – Sado”.
Paleontologia: não são conhecidos fósseis.
Génese: estes depósitos apresentam espessos perfis de paleoalteração, no seio dos quais são particularmente importantes os processos associados à mobilização do ferro e sua precipitação sob a forma de hematite. Os principais aspectos observados correspondem à presença de coureaça pisolítica superficial, um horizonte argílico com marcas intensas de oxidação e níveis basais com encouraçamento vacuolar. A existência de alternâncias sazonais, com estação seca bem marcada, constitui um factor determinante na promoção da rubefacção, da solubilização do Fe, na sua migração vertical e lateral no interior do perfil, bem como na concentração em pequenas concreções, pisólitos e coureaças ferruginosas. As condições climáticas apontam para climas mediterrânicos ou subtropicais, sendo alguns aspectos específicos (em especial a presença de plintite) atribuíveis a um clima com maior humidade ou simplesmente à existência de uma drenagem particularmente eficiente. Além dos processos pedogénicos, os processos de circulação e precipitação freática terão sido particularmente importantes na mobilização lateral do Fe e na ferruginização dos níveis basais.
Litologias: caracterizam-se pela reduzida estruturação, contendo balastros dispersos numa matriz geralmente abundante. Observa-se alternância de litofácies que traduzem modificações da energia de transporte, provocando alteração significativa das características gerais, excepto quanto à granulometria. Ressalta o carácter grosseiro, heterométrico e anguloso, sem estruturação notória, evidenciando o carácter energético da sedimentação. Predominam as litofácies Gms e Fm sobre Sm e Gt, indicando abundantes fluxos detriticos gravíticos, com deposição brusca e não organizada; são mais raros os fluxos aquosos tractivos. É de realçar a ocorrência frequente de fenómenos de ferruginização intensa no topo dos afloramentos. Existe ligeiro predomínio da fracção lutítica sobre a fracção arenosa e o conteúdo argiloso é exclusivamente ílito – caulinitico, com predomínio da ilite, aspectos que distinguem esta Formação das mais antigas encontradas nesta região.
Bibliografia: Pimentel, N. L. (1997) - <i>O Terciário da Bacia do Sado. Sedimentologia e análise tectono-sedimentar</i> . Dissertação de Doutoramento, Univ. Lisboa, 381 p.

Tabela. 5.86 – Caracterização da Formação de Panóias.

5.8 – Plataforma Algarvia

5.8 – Plataforma algarvia

5.8.1 – Localização

No Algarve, os depósitos do Cenozóico representam sedimentação em plataforma continental e, para Este da falha de Quarteira, integram o enchimento da Bacia do Guadalquivir. Os afloramentos estendem-se desde o Cabo de São Vicente ao Rio Guadiana, constituindo normalmente uma banda estreita, junto ao litoral (fig. 5.173).



5.8.2 – Evolução e Enchimento

No Algarve, o Paleogénico está praticamente ausente e parece limitado aos conglomerados e argilitos de Guia.

No Miocénico inferior e médio a sedimentação ocorreu numa plataforma carbonatada de águas temperadas enquanto no Miocénico superior passa a ser essencialmente siliciclástica, com granulometria fina, com fortes afinidades com o enchimento da bacia do Guadalquivir, em Espanha (Legoinha, 2001).

Idade provável	Unidades litostratigráficas		Espessura média
Plistocénico sup..	Formação do Ludo	Areias e cascalheiras de Gambelas	6 m
Plistocénico inf.		Areias do Ludo	15 m
Pliocénico sup.		Areias de Quarteira	
Pliocénico inf.		Areias da Falésia	18-20 m
Tortoniano sup – Messiniano inf.	Formação de Cacela		35-40 m
Serravaliano sup. . – Tortoniano inf (?)	Formação de Mem Moniz		7-8 m
Burdigaliano inferior – Serravaliano sup.	Formação de Lagos – Portimão		50-60 m

Tabela 5.87 – Principais unidades litostratigráficas da Plataforma algarvia (adaptado de Terrinha *et al.*, 2006).

A Formação de Lagos – Portimão (fig. 5.175) é uma das unidades melhor expostas do Miocénico no Ocidente algarvio. Aflora em muitas das arribas costeiras entre Lagos e Olhos de Água. Sobrepe-se a unidades do Carbonífero, Jurássico, Cretácico e ao possível Paleogénico. Em certas zonas observa-se clara discordância angular relativamente ao Jurássico e Cretácico; noutras existem hiatos e paraconformidades. Toda a sucessão foi muito afectada por carsificação. Comporta biocalcarenitos amarelos ou cor-de-rosa, muito fossilíferos, acumulados em plataforma carbonatada temperada. A unidade termina numa superfície de erosão. É representada, essencialmente, por biocalcarenitos de ambiente marinho costeiro, de alta energia, atendendo ao rolamento de bioclastos, ao carácter lumachélico de certos níveis e à presença de componente detrítica, mais ou menos grosseira. As águas deveriam ser relativamente quentes; a comprová-lo estão associações de dentes de seláceos e teleósteos com associações de géneros termófilos (*Negraprion*, *Galeocerdo*, *Hemipristis*, *Ginglymostoma*, *Sphyraena* e *Balistes*) (Antunes *et al.*, 1981a; 1981b). A corroborar esta indicação paleoecológica estão os níveis ricos em macroforaminíferos bentónicos (heterostegénídeos e anfestegínídeos) e o próprio grau de cimentação por carbonato de cálcio. Todavia, a quase ausência de coraliários indica temperaturas médias inferiores a 20° C.

Sobre a Formação de Lagos – Portimão, assentam, em disconformidade, arenitos e areias finas da Praia da Rocha e Praia do Hotel Auramar (Antunes *et al.*, 1981b). Na praia da Rocha (fig. 5.176), a base é constituída por conglomerados com clastos fosfatados e glauconite. Na praia do Hotel Auramar (fig. 5.177) afloram areias finas amareladas.

Os depósitos mais modernos do Miocénico estão bem representados no Algarve Oriental, mas também afloram no sector ocidental em Albardeira (Lagos). Constituem a Formação de Cacela (Antunes *in* Ribeiro *et al.*, 1979) e contactam por discordância angular com o Triásico, e por disconformidade com a Formação de Lagos – Portimão e Arenitos e areias finas (praias da Rocha e do Hotel Auramar).

Em Campina de Faro e Quelfes há calcários ricos de seixos de quartzo; em certas áreas existem mesmo microconglomerados com cimento calcário (Calcários de Faro com clastos de quartzo e conglomerados). Na parte superior da praia do Hotel Auramar existe um nível inferior de conglomerados com ostras, datado de 8.3 (+2.2-3.3) Ma, o que está de acordo com a datação biostratigráfica dos níveis inferiores da Formação de Cacela (N16-N17) que se inicia por conglomerados que assentam em discordância sobre o Triásico. Os conglomerados de Auramar são interpretados como sendo equivalentes da base da Formação de Cacela. Esta, comporta, principalmente, siltitos com níveis glauconíticos, amarelos, alaranjados ou verdes. Os conglomerados inferiores da Formação de Cacela, e os siltitos que se lhes sobrepõem, possuem a fauna de moluscos do Miocénico melhor preservados de Portugal com elevado valor em termos de património paleontológico (Cachão *et al.*, 1998; Santos *et al.*, 1998 a, b).

Os níveis médios da Formação de Cacela (fig. 5.178), também siltosos, são ricos de glauconite com idades de 6.88 ± 0.5 (Quelfes) e 7.03 ± 0.4 Ma (perto da Luz de Tavira) - Tortoniano Superior. A ocorrência de alguns foraminíferos (*Globorotalia menardii* e *Globorotalia miotumida*) permite correlações com o evento 3 da Bacia do Guadalquivir (Sierro *et al.*, 1985, 1993, 1996) correlacionado com o limite Tortoniano / Messiniano. *Globorotalia comomiozea* (FAD7.12 Ma, Messiniano) está representada no nível mais alto da região de Quelfes (Pais *et al.*, 2000).

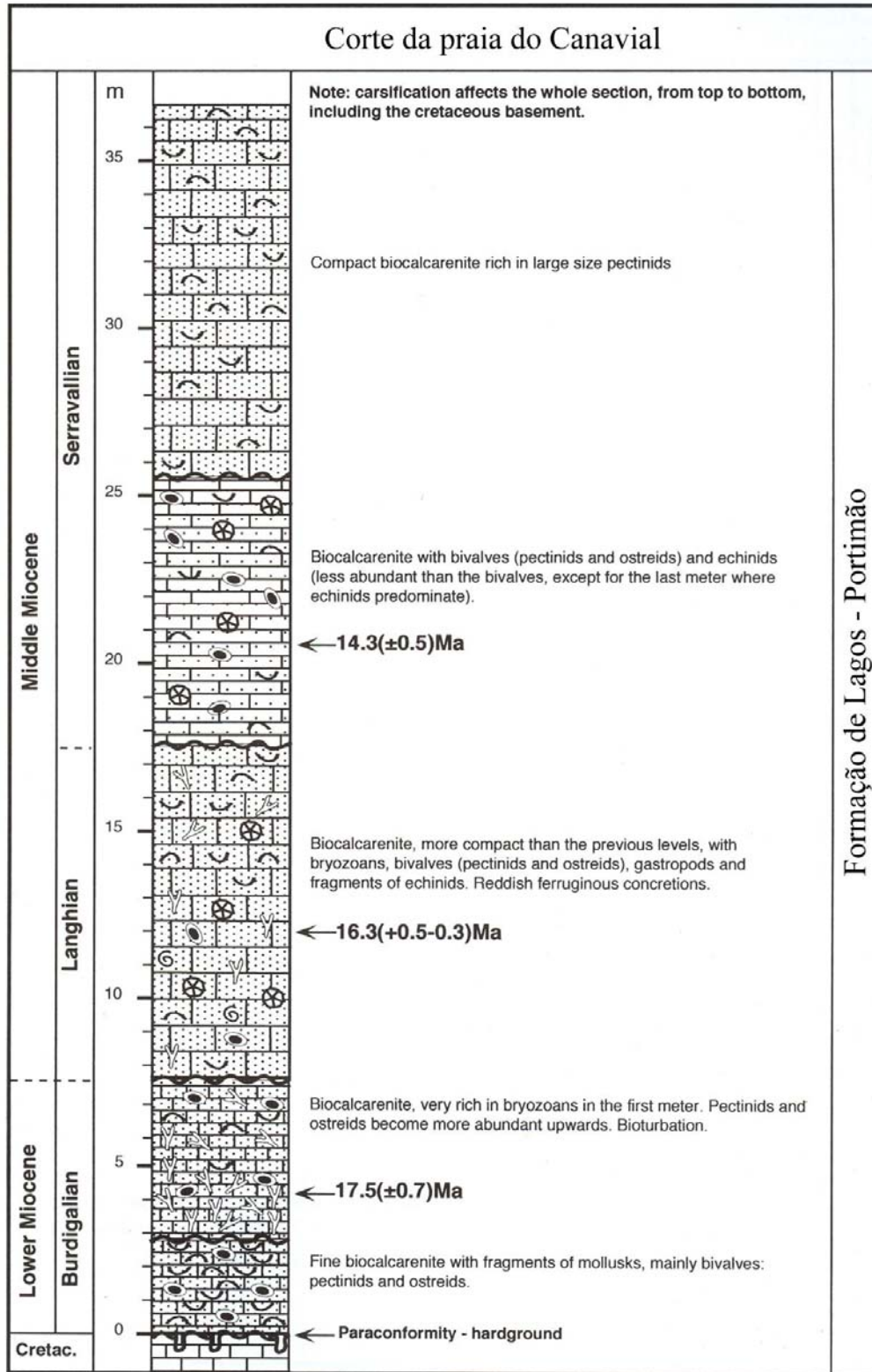


Figura 5.175 – Corte da praia do Canavial: enquadramento cronostratigráfico e idades isotópicas (adaptado de Pais *et al.*, 2000).

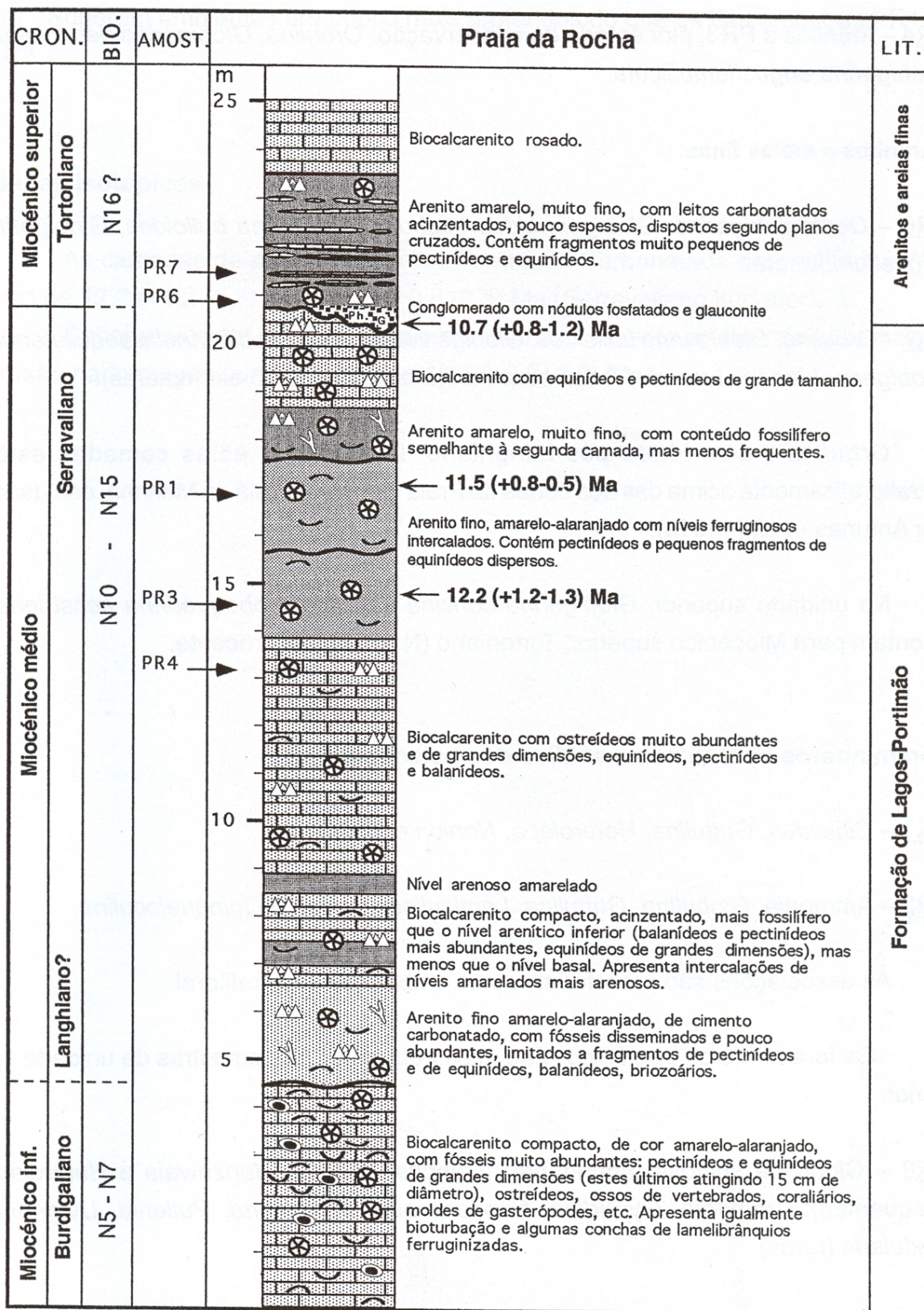


Figura 5.176 – Coluna litostratigráfica do Miocénico da Praia da Rocha e datações isotópicas. CRON: - cronostratigrafia; BIO. – Biozona de foraminíferos planctónicos; Amost. – amostragem; LIT. – Litostratigrafia; Datações isotópicas (Legoinha, 2001).

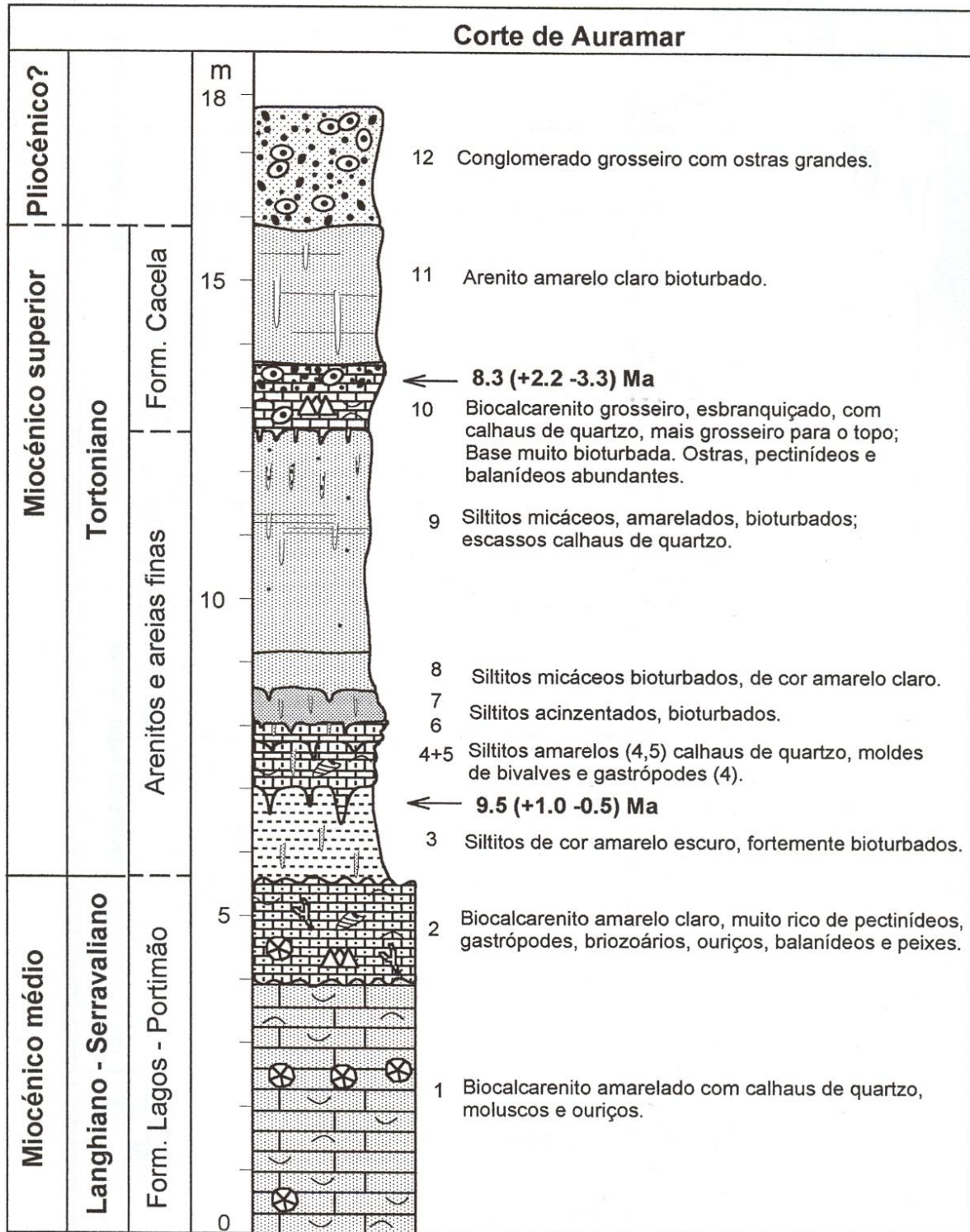


Figura 5.177 – Corte da praia do Hotel Auramar. Idades isotópicas e interpretação cronostratigráfica (Legoinha, 2001).

Os depósitos superiores da Formação de Cacela, correspondem a siltitos acinzentados, sobrepostos a *hardground* ferruginoso; estão representados perto da praia de Monte Gordo. Correspondem a ambiente marinho confinado, os fósseis são escassos e mal preservados. A idade poderá ser Messiniano.

Sobrepondo-se, em discordância, ao Cretácico inferior, no interior do Algarve (Mem Moniz, Paderne) existe afloramento de espongolitos brancos, praticamente desprovido de macrofósseis mas com abundantes microfósseis. Estes depósitos são desconhecidos noutras zonas de Portugal mas são similares a outros espalhados em redor do Mediterrâneo. Parecem ter-se acumulado em condições de *upwelling* em depressão gerada na dependência de eventos tectónicos (Kullberg *et al.*, 1992).

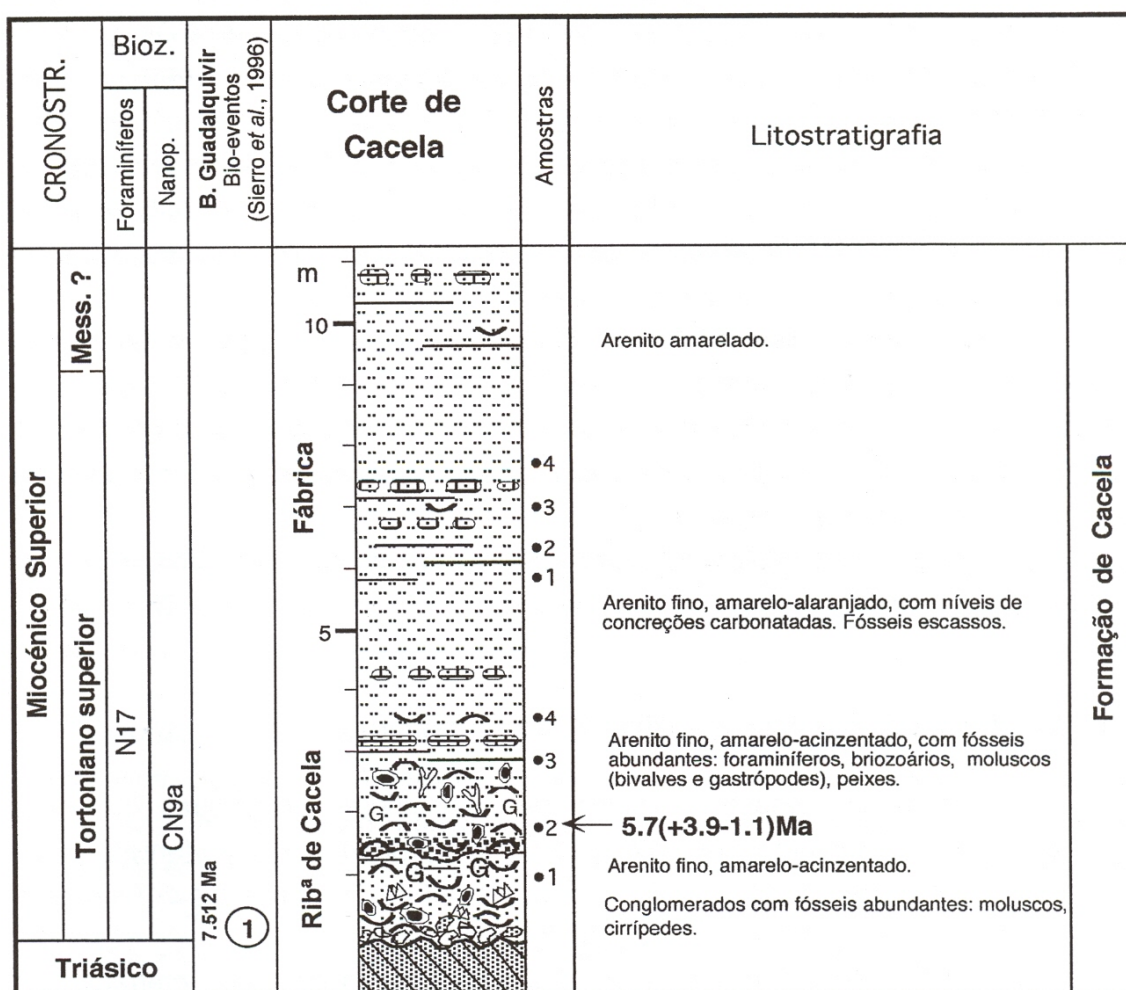


Figura 5.178 – Corte de Cacula; enquadramento cronostratigráfico e idade isotópica. Correlação com bio-eventos da Bacia do Guadalquivir. G – Glauconite (Legoinha, 2001).

A rocha é composta essencialmente por elementos de esqueletos de esponjas (espículas), com restos de peixes e abundantes microfósseis, incluindo diatomáceas, radiolários, raros ostracodos, nanoplâncton calcário e foraminíferos (bentônicos e

planctónicos). Para além de restos de peixes (Clupeídeos? Serranídeos, Antunes *et al.*, 1981a) não se encontraram, até o momento, quaisquer outras evidências de macrofósseis (componentes malacofaunística), ou de bioturbação, nem sequer icnitos isolados tão frequentes nas outras unidades litostratigráficas miocénicas (Terrinha *et al.*, 2006). Os foraminíferos bentónicos apontam para ambiente pouco profundo, rico de matéria orgânica e pouco oxigenado. Estes espongolitos podem ser atribuídos ao Miocénico superior, Tortoniano inferior, parte superior de N16 ou N17 (Legoinha, 2003). No entanto o nanoplâncton calcário aponta para Serravaliano médio (CN5a) (Cachão, 1995b).

Sobre as unidades miocénicas do Algarve central assenta sequência sedimentar quase exclusivamente siliciclástica, de espessura variável, sucessivamente mais possante para Este atingindo máxima espessura de 70 m na região do Ludo - Monte Negro e que representa os depósitos do Pliocénico e Plistocénico (fig. 5.180). Inclui três descontinuidades sedimentares, que marcam a evolução temporal da bacia em consequência de alterações morfológicas e climáticas. Desde o Miocénico superior até o final do Plistocénico, a sedimentação na Bacia Algarvia foi principalmente detrítica e são raros os níveis fossilíferos que ajudem à interpretação paleoambiental ou que permitam datação dos depósitos. Do ponto de vista genético compreende cinco unidades com valor de Membros que integram a Formação do Ludo (Moura & Boski, 1994): Areias de Monte Negro na base, seguidas pelas Areias de Quarteira, ambas atribuídas ao Pliocénico, Areias do Ludo e Areias e Cascalheiras de Gambelas, ambas atribuídas ao Plistocénico (tabela 5.87). As Areias da Falésia (Cachão, 1995a, 1995b; Boski *et al.*, 1995), também designadas por Areias de Olhos de Água (Antunes *et al.*, 1992a, 1992b; Manuppella, 1992), são consideradas equivalentes das Areias de Monte Negro.

O início do Pliocénico Superior está marcado em Portugal por ampla transgressão marinha, representado por uma sequência sedimentar transgressiva observável nas Areias da Falésia, do Pliocénico inferior que assentam, em descontinuidade erosiva, sobre a Formação de Cacela, e pelas Areias de Quarteira, atribuídas ao Pliocénico superior (fig. 5.179).

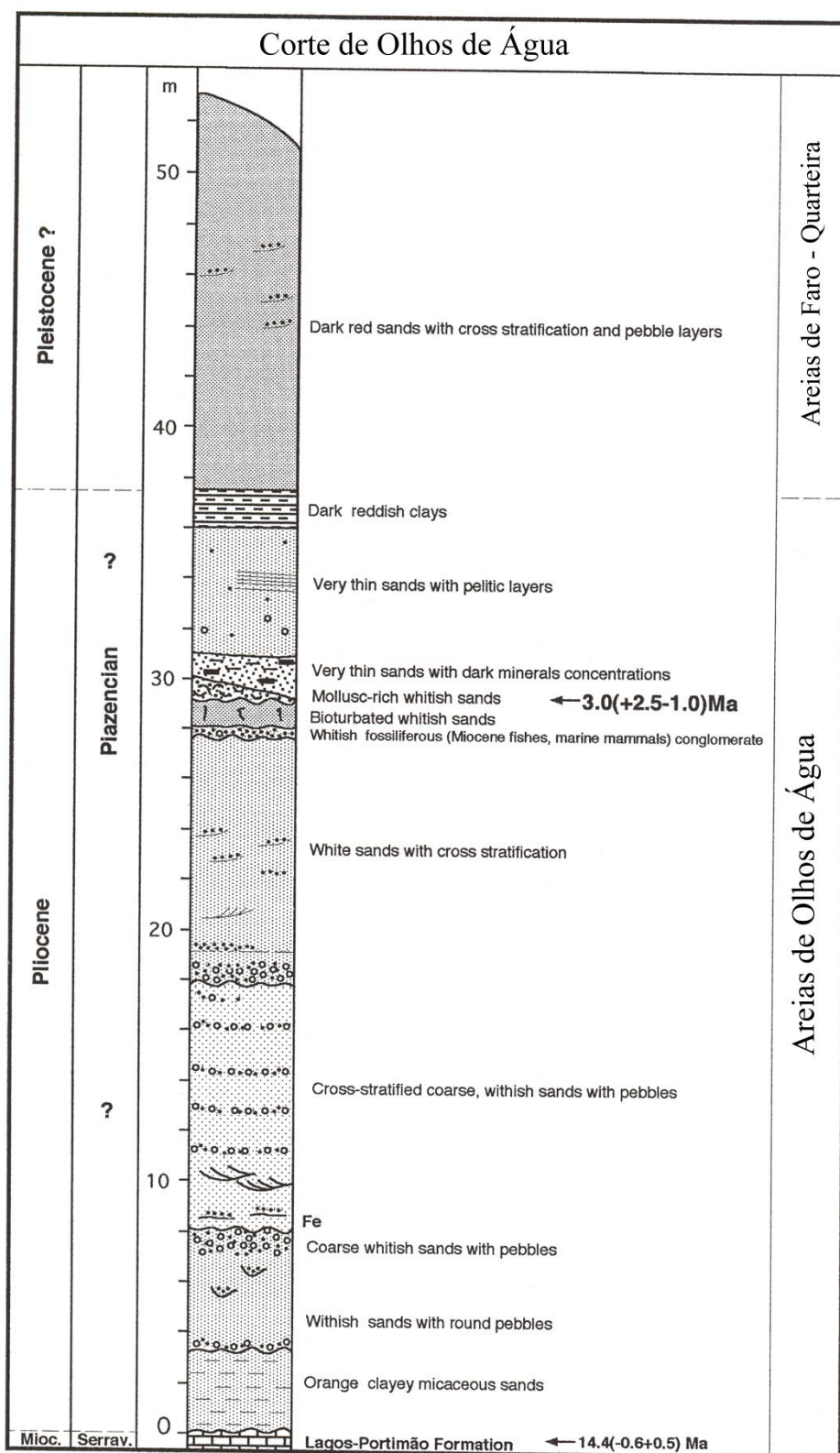


Figura 5.179 – Corte de Olhos de Água; datações isotópicas e enquadramento cronostratigráfico (adaptado de Pais *et al.*, 2000).

Nas arribas litorais da região entre Olhos de Água (fig. 5.179) e Vilamoura, estas duas unidades litostratigráficas estão separadas por bancadas fossilíferas com fauna de água salobra de meio estuarino (Terrinha *et al* , 2006). O conjunto, com forte influência marinha, inicia-se

por um conglomerado rico de dentes de teleósteos e de seláceos, ossos de cetáceos muito rolados, aparentemente resultantes de reconcentração de fósseis miocénicos provenientes do desmantelamento dos biocalcarenitos de Lagos - Portimão; passam a arenitos de grão médio, bioturbados, e com uma associação microfaunística pobre, incluindo foraminíferos: *Elphidium crispum*, *Ammonia becarrii*, *Nonion boueanum*, *Trifarina anulata*, *Rosalina* sp., *Globigerina* sp. A bancada superior é um biocalcarenito onde predomina *Ostrea* gr. *lamellosa*. Estão presentes várias outras formas, sendo a mais interessante, o pectinídeo *Palliolium excisum* por possuir algum valor biostratigráfico. Esta espécie é conhecida na Península Ibérica a partir do Pliocénico. Nesta mesma bancada, Pais *et al.* (2000) obtiveram datação isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em ostreídeos [3,0 (+2,5/-1,0) Ma]. Numa bancada de siltitos, situada 2m acima destes biocalcarenitos, foi identificada uma inversão de geopolaridade que deverá corresponder ao topo do evento de Gauss, aos 2.59 Ma (Moura, 1998).

As Areias da Falésia (fig. 5.182) (Pliocénico Inferior) correspondem à deposição em meio litoral pouco profundo, numa bacia sin-sedimentar estruturada em demigraben a partir do Miocénico Superior (Manuppella, 1992). A fonte de alimentação para o sistema fluvial foi assegurada pelas formações gresosas e conglomeráticas do Cretácico e pelas formações do complexo vulcano-sedimentar do Jurássico inferior. É provável que, embora com menor importância, a Serra Algarvia tenha também contribuído para a alimentação do sistema fluvial, sendo a fracção de grão arredondados herdada das formações mesozóicas após vários ciclos de erosão/deposição (Terrinha *et al.*, 2006).

As Areias de Quarteira depositaram-se em plataforma continental pouco profunda, que se estendia até, pelo menos, 10 km mais para norte relativamente à actual linha de costa. A associação de foraminíferos encontrada no seio desta unidade é característica de meio marinho restrito de fundos arenosos e faz parte da biofácies de transição que se instalou no Atlântico Norte no Pliocénico terminal (Berggren & Olsson, 1986; Poag & Miller, 1986). Uma das espécies identificadas, *Globigerinoides obliquus extremus*, constrange temporalmente esta unidade ao Pliocénico (Aguirre & Pasini, 1985; Harland *et al.*, 1989).

O Plistocénico inferior coincide com um acentuado arrefecimento acompanhado por variações do nível médio do mar, de natureza glacio-eustática. Em consequência, as redes hidrográficas alteraram-se profundamente e os rios encaixaram-se no substrato. As Areias do Ludo são testemunhos de sedimentação rápida. Corroboram a origem continental, os níveis de moldes internos de gastrópodes pulmonados encontrados no seio desta unidade. As Areias do Ludo estão canalizadas nas Areias de Quarteira sendo, por isso, de distribuição geográfica descontínua. Houve progradação de corpos sedimentares deltaicos para SSE; as areias da

Falésia correspondem às partes proximais destes sistemas fluvio-marinhos e as Areias de Monte Negro às partes mais distais.

No Plistocénico Médio a Superior, instalou-se uma rede fluvial de canais entrançados, com elevado poder migratório, responsável pela deposição das Areias e Cascalheiras de Gambelas (fig. 5.181). A presença nestas areias de *Ruditapes decussata*, *Cardium* sp. e de instrumentos líticos, permite enquadrá-las no Plistocénico superior. A posição estratigráfica destes termos grosseiros tinha sido apontado por Antunes *et al.*, (1986a) ao referir que são posteriores aos depósitos de Morgadinho atribuídos ao Plistocénico Médio. Constituem corpos líticos tabulares, com estratificação oblíqua e entrecruzada, com pavimentos de canal e acreção por barras frontais. São característicos de sistemas fluviais entrançados, que se desenvolveram sobre a superfície aplanada do Pliocénico. A tipologia não se relaciona com a existência de declives elevados, como é próprio destes sistemas, mas sim com acentuadas variações na descarga, como acontece em climas áridos.

A última cobertura sedimentar plistocénica é geograficamente descontínua e resulta da coalescência de antigos leques aluviais. Os clastos, da dimensão do seixo e de calhau, litologicamente distintos de todas as unidades anteriores, são de quartzito, grauvaque e xisto. (Moura & Boski, 1999; Moura *et al.*, 1998).

Cronostratigrafia	Espessura	Litostratigrafia	Unidades litostratigráficas	Aspectos diagnósticos no campo	
PLISTOCÉNICO	5 m Espessura máxima observada em afloramento	<div>granulometria</div> <div>sa/af am ag/mg s/c</div> <div>ACG</div> <div>AL</div> <div>AQ</div> <div>CaF</div> <div>AF</div>	Areias e Cascalheiras de Gambelas	<u>Areias e Cascalheiras de Gambelas</u> <ul style="list-style-type: none">- Granulometria muito grosseira com importante fase de seixo;- Cor vermelho escuro;- Estratificação oblíqua e em espinha de peixe.- Frequentemente estão conservados pavimentos de canal.	
		Areias do Ludo	<u>Areias do Ludo</u>		
PLIOCÉNICO			Areias de Quarteira	<u>Areias de Quarteira</u> <ul style="list-style-type: none">- Granulometria média- Cor branca a amarelada- Estratificação cruzada em feixes isolados- Caulinitica	
			Areias da Falésia	<u>Areias de Quarteira</u> <ul style="list-style-type: none">- Granulometria média bem calibrada- Cor de laranja- Fase de seixo e estratificação raras- Feldspática	
MIOCÉNICO			<div>Legenda</div> <div> Seixo</div> <div> estratificação oblíqua</div> <div> estratificação cruzada</div> <div> estratificação horizontal</div> <div> macrofósseis</div>	Formação de Cacela	<u>Areias da Falésia</u> <ul style="list-style-type: none">- Granulometria média ou grossa, mal calibrada- Cor branca- Abundante estratificação cruzada- Feldspática

Figura 5.180 – Coluna litostratigráfica representativa do Plio-Plistocénico no Algarve. Na barra indicadora de granulometrias a/af= silte arenoso/areia fina; am= areia média; ag/mg= areia grosseira/muito grosseira; s/c= seixo/calhaus (Terrinha *et al.*, 2006).

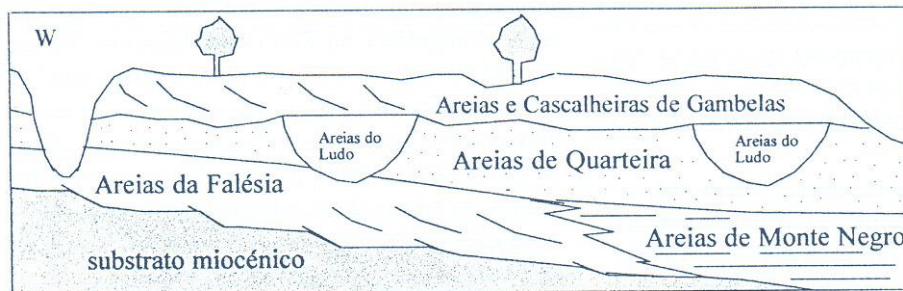


Figura 5.181 – Relações espaciais entre as unidades caracterizadas (Moura *et al.*, 1999).

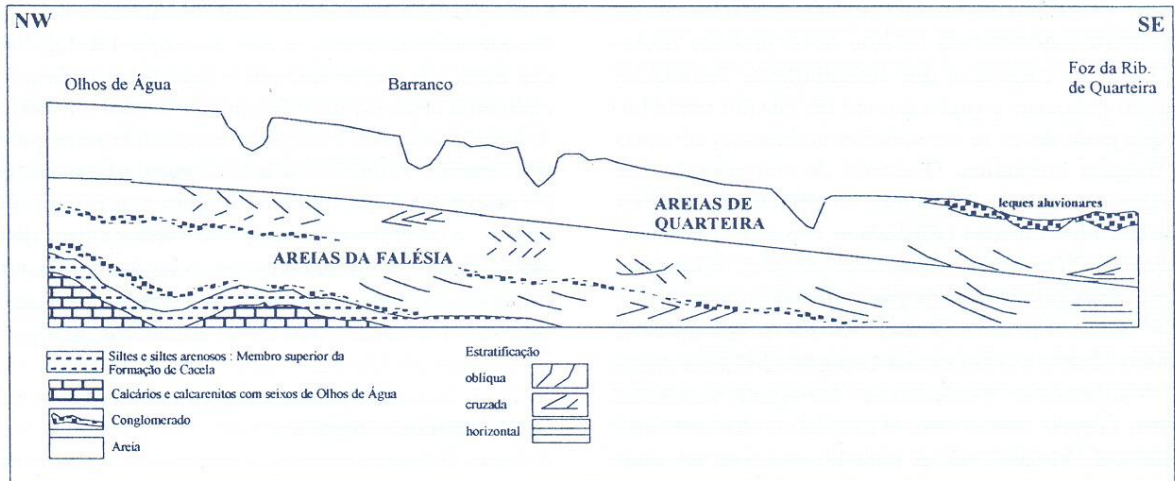


Figura 5.182 – Corte geológico esquemático (sem escala) da praia da Falésia demonstrativo das relações geométricas entre as unidades litostratigráficas (Moura *et al.*, 1999).

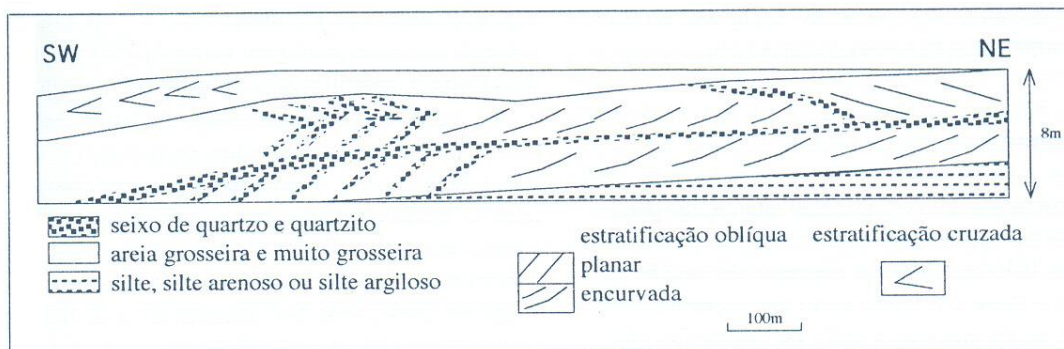


Figura 5.183 – Corte geológico esquemático, demonstrativo da estratificação característica das Areias e cascalheiras de Gambelas (membro superior da Formação do Ludo) (Moura *et al.*, 1999).

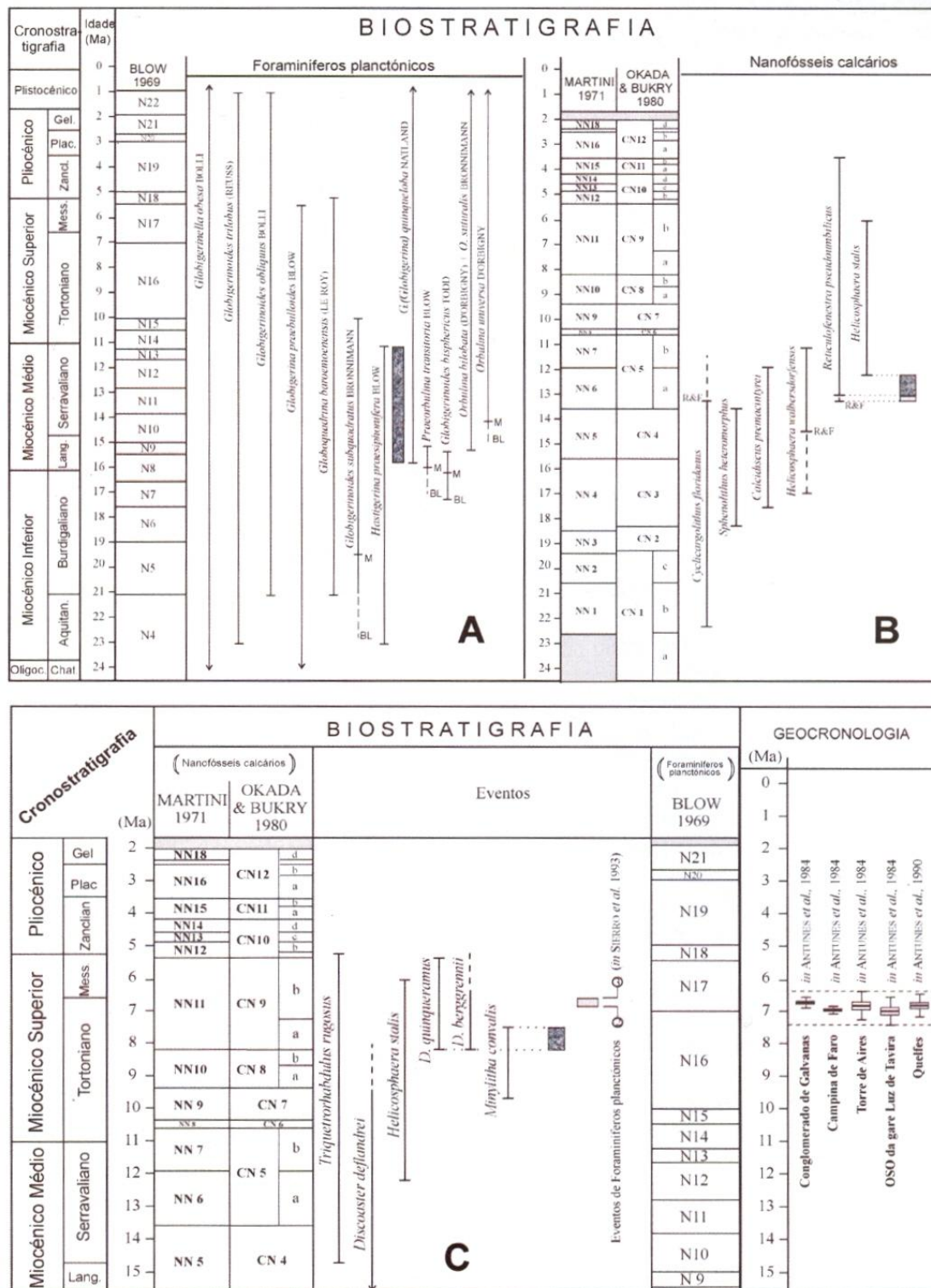


Figura 5.184 – Quadros de proposta de enquadramento biostratigráfico de: A – Formação de Lagos – Portimão por foraminíferos planctónicos; B – Formação de Mem Moniz por nanofósseis calcários; C – Formação de Cacela por nanofósseis calcários, foraminíferos planctónicos e datações isotópicas (Rocha *et al.*, 2006).

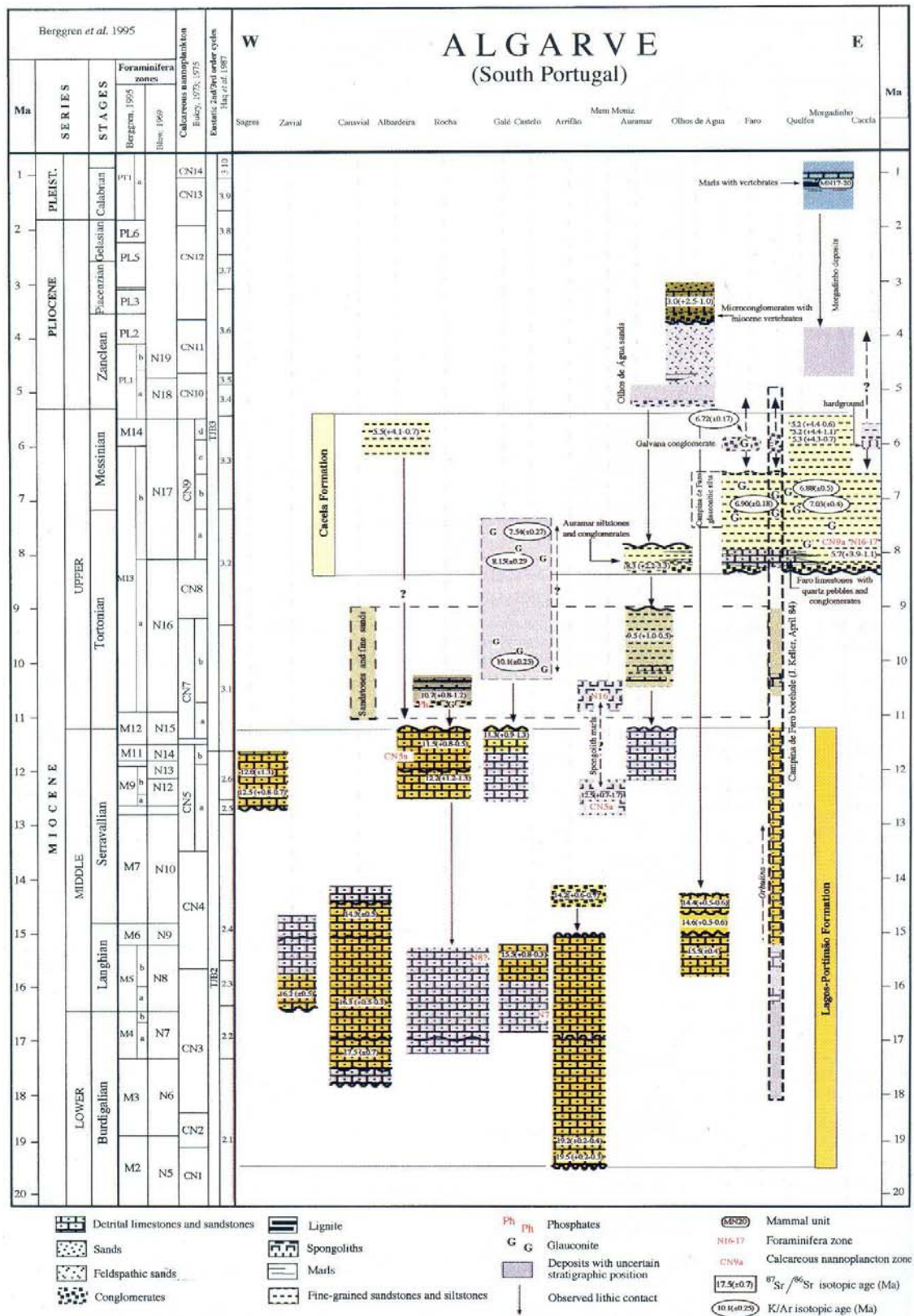


Figura 5.185 – Enquadramento estratigráfico do Cenozóico Algarve (Pais et al., 2000).

5.8.3 – Formações

Formação: Formação de Lagos – Portimão
Unidade alostratigráfica:
Bacia sedimentar: plataforma algarvia
Datação: Burdigaliano inferior a Serravaliano superior.
Espessura máxima: 50 - 60 m
Distribuição geográfica: Essencialmente na faixa litoral entre Praia do Canavial (Lagos) e Olhos de Água. Afloramentos dispersos no interior do Algarve.
Paleontologia: moluscos, , briozoários, equinodermes e peixes. Em Lagos (Cerro das Mós) foi encontrado um dente de crocodilo (<i>Tomistoma</i>) bem como dente de baleia (Odontoceti). Foraminíferos planctónicos (<i>Globigerinoides trilobus</i> , <i>G. Subquadratus</i> , <i>G. Bisphericus</i> , <i>Globoquadrina baroemmenensis</i> e cf. <i>Praeorbulina transitoria</i> , N7-N8). Nanoplâncton (<i>Reticulofenestra pseudoumbilicus</i> e <i>Calcidiscus premacintyreii</i> , NN6 / CN5a).
Génese: a associação de fósseis é considerado ser típico de "cool water carbonates" que se formam em águas com temperatura média inferior a 20°C. Incluem essencialmente foraminíferos, moluscos e cirrípedes (foramol). Normalmente ocorrem no limite entre as regiões tropicais e as temperadas. A quase omnipresença de grandes foraminíferos (essencialmente <i>Heterostegina</i>), indicam temperaturas de águas temperadas a quentes, ambientes marinhos pouco profundos.
Litologias: comporta biocalcarentitos amarelos ou cor-de-rosa muito fossilíferos do tipo plataforma carbonatada temperada. Níveis inferiores grosseiros, às vezes quase exclusivamente constituídos por moluscos, outros por microconglomerados biocalcarentitos avermelhados e muito fossilíferos, com níveis altos ricos de briozoários e de algas calcárias (rodófitas). Para o topo tornam-se mais grosseiros, areníticos, e mesmo microconglomeráticos. A unidade termina numa superfície de erosão, e esta é sobreposta por conglomerados com clastos fosfatados que passam a arenitos pobres de fósseis. A sucessão foi muito afectada por carsificação; enchimento do carso localmente rico de dentes de peixes (W de Albufeira).
Bibliografia: Pais, J., Legoinha, P., Elderfield, H.; Sousa, L. & Estevens, M. (2000) – Neogene of Algarve (Portugal). <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , Lisboa, 14: 277-288. Forst. M.; Brachert, T. & Pais, J. (2000) - High – resolution correlation of coastal Lagos – Portimão Formation (Lower – Middle Miocene, central Algarve, Portugal). <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , Lisboa, 14: 289-296.

Tabela 5.88 - Caracterização da Formação de Lagos – Portimão.



Figura 5.186 – Formação de Lagos – Portimão, contacto com o Cretácico, praia do Canavial (foto João Pais).



Figura 5.187 – Formação de Lagos – Portimão, Carvoeiro (foto João Pais).



Figura 5.188 – Formação de Lagos – Portimão, praia do Caneiro (Ferragudo) (foto João Pais).



Figura 5.189 – Formação de Lagos – Portimão, sobreposta por areias finas e siltes, praia do Hotel Auramar (foto João Pais).



Figura 5.190 – Formação de Lagos – Portimão, Olhos de Água (foto João Pais).



Figura 5.191 – Formação de Lagos – Portimão, praia da Marinha (foto João Pais).



Figura 5.192 – Formação de Lagos – Portimão, Briozoários, praia da Marinha (foto João Pais).

Formação: Formação de Mem Moniz
Unidade alostratigráfica:
Bacia sedimentar: plataforma algarvia
Datação: não está perfeitamente definida, foraminíferos indicam a zona N16 (Tortoniano inferior) e nanoplâncton calcário a zona CN5a de Bukry (Serravaliano superior)
Espessura máxima: 7 a 8 m
Distribuição geográfica: região de Mem Moniz (Paderne)
Paleontologia: quase desprovido de microfósseis mas contendo abundantes microfósseis. Espongiários (Lististídeos da família Corallistidae); diatomáceas, nanofósseis calcários (ver lista). Foraminíferos bentónicos (<i>Nonion boueanum</i> , <i>Ammonia</i> , Buliminídeos, Bolivinídeos, Uvigerinídeos) e planctónicos (<i>Globigerina bulloides</i> , <i>G. quinqueloba</i> , <i>G. druryi</i> , <i>G. glutinata</i> , <i>Neoglobobulimina acostaensis</i> , <i>Globigerinoides bulloides</i>), Ostracodos (<i>Aurila zbyzszewskii</i> , <i>Nonurocythereis seminulum</i> , <i>Carinocythereis galilea</i>) e pequenos fragmentos de ossos e escamas de peixe (tabela 5.90).
Génese: depósitos acumulados numa fossa junto a um talude no bordo do qual viviam espongiários. Influência de correntes de “upwelling”. Ter-se-á depositado em ambiente marinho pouco profundo com fraca circulação junto ao fundo, com escassez de oxigénio, provavelmente devido à riqueza de matéria orgânica e/ou condições de semi-confinamento.
Litologias: alternância de níveis centimétricos silicificados, nodulares, de tom cinzento esverdeado, com bancadas mais espessas de siltitos, friáveis, esbranquiçados, contendo uma associação microfossilífera dominada por espículas de espongiários.
Bibliografia: Cachão, M. (1995) – <i>Utilização de Nanofósseis Calcários em Biostratigrafia, Paleoceanografia e Paleoeecologia: Aplicações ao Neogénico do Algarve (Portugal) e Mediterrâneo Ocidental (ODP 653) e à problemática de Cocolithus pelagicus</i> . Dissertação de Doutoramento, F. C. Univ. Lisboa, 356 p. Pais, J., Legoinha, P., Elderfield, H., Sousa, L. & Esteves, M. (2000) – Neogene of Algarve (Portugal). <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 14: 277-288.

Tabela 5.89 - Caracterização da Formação de Mem Moniz.

Nanofósseis calcários	<i>Calcidiscus leptoporus</i> <i>Calcidiscus premacintyre</i> <i>Coccolithus pelagicus</i> <i>Coccolithus miopelagicus</i> <i>Coccolithus radiatus</i> <i>Dictyococcites antarticus</i> <i>Geminolithella rotula</i> <i>Helicosphaera carteri</i> <i>Helicosphaera walbersdorfensis</i> <i>Helicosphaera intermedia</i> <i>Pontosphaera multipora</i> <i>Reticuloftnestra pseudoumbilicus</i> <i>Reticuloftnestra gr. haqiiminutula</i> <i>Sphenolithus moriformis</i> <i>Sphenolithus neoabies</i> <i>Cyclocolithus macintyre</i> <i>Discolithina multipora</i> <i>Sphenolithus abies</i> Pequenos placólitos <i>Dictyococcites productus</i> <i>Reticuloftnestra minuta</i>
Foraminíferos planctónicos	<i>Globigerina angustiumbilitata</i> <i>Globigerina bulloides</i> <i>Globigerina concina</i> <i>Globigerina druryi</i> <i>Globigerina falconensis</i> <i>Globigerinella aequilateralis</i> <i>Globigerinoides bulloideus</i> <i>Globoquadrina baroemouensis</i> <i>Neogloboquadrina acostaensis</i> (sinist.) <i>Neogloboquadrina humerosa</i> (sinist.)
Bibliografia: Cachão, M. (1995) - <i>Utilização de Nanofósseis Calcários em Biostratigrafia, Paleoceanografia e Paleoecologia: Aplicações ao Neogénico do Algarve (Portugal) e Mediterrâneo Ocidental (ODP 653) e à problemática de Coccolithus pelagicus.</i> Dissertação de Doutoramento, Faculdade de Ciências Univ. de Lisboa. Legoinha, P. (2003) - Upper Miocene planktonic foraminifera from Algarve. Chronostratigraphical implications. <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 15: 199-208 Pais, J.; Legoinha, P., Elderfield, H., Sousa, L. & Stevens, M. (2000) – The Neogene of Algarve (Portugal). <i>Ciências da Terra (UNL)</i> , 14: 277-288.	

Tabela 5.90 – Fósseis de Mem Moniz.



Figura 5.193 – Formação de Mem Moniz em Mem Moniz (foto João Pais).



Figura 5.194 - Formação de Mem Moniz em Mem Moniz (foto João Pais)..

Formação: Formação de Cacela
Unidade alostratigráfica:
Bacia Sedimentar: plataforma algarvia
Datação: membro inferior: Tortoniano superior – Messiniano inferior (Zona N16-17 de Blow; zona CN9a de Bukry).
Espessura máxima: 35 – 40 m
Distribuição geográfica: Litoral oriental do Algarve e proximo de Lagos.
Paleontologia: Membro inferior: mais bem preservada jazida de moluscos Miocénicos de Portugal (ver lista). Foraminíferos, Ostracodos, Nanoplâncton calcário (tabelas 5.92, 5.93, 5.94, 5.95, 5.96 e 5.97).
Génese: A presença dos foraminíferos bolivínidos e bulimínidos indicam ambientes marinhos pobres de oxigénio. Os depósitos superiores, acinzentados, sobrepoem-se a <i>hardground</i> ferruginoso; correspondem a ambientes marinhos confinados, os fósseis são escassos e mal preservados.
Litologias: organizada em três membros (inferior, médio e superior). Membro inferior inicialmente conglomerático passando a arenitos médios a finos, glauconíticos, muito fossilíferos e a siltitos ricos de foraminíferos e de ostracodos. Membro médio: conjunto espesso de siltitos amarelo – alaranjados, intercalados com níveis mais pelíticos, de tom acinzentado, pouco fossilíferos (alguns foraminíferos e dentes de peixes, moldes de pequenos moluscos e fragmentos de vegetais incarbonizados para o topo). Membro superior: siltitos argilosos acinzentados, muito siliciosos, quase sem fósseis.
Bibliografia:
<p>Pais, J., Legoinha, P., Elderfield, H., Sousa, L. & Estevens, M. (2000) – Neogene of Algarve (Portugal). <i>Ciências da Terra (UNL)</i>, 14, 277-288, Lisboa.</p> <p>Cachão, M. (1995) – <i>Utilização de Nanofósseis Calcários em Biostratigrafia, Paleoceanografia e Paleoecologia: Aplicações ao Neogénico do Algarve (Portugal) e Mediterrâneo Ocidental (ODP 653) e à problemática de Coccolithus pelagicus</i>. Dissertação de Doutoramento, F.C. Univ. de Lisboa, 356 p.</p>

Tabela 5.91 - Caracterização da Formação de Cacela

Família	Género / Espécie
Nuculanidae	<i>Nuculana (Lembulus) pella</i> (Linnaeus, 1767)
Arcidae	<i>Barbatia (Barbatia) mytiloides</i> (Brocchi, 1814) <i>Anadara (Anadara) turonica</i> (Dujardin, 1837) <i>Anadara (Anadara) diluvii</i> (Lamarck, 1805) <i>Anadara (Anadara) pectinata</i> (Brocchi, 1814)
Glycymeridae	<i>Glycymeris (Glycymeris) bimaculata</i> (Poli, 1795)
Mytilidae	<i>Mytilus (Mytilus) scaphoides</i> (Bronn, 1831)
Isognomonidae	<i>Isognomon</i> sp.
Pinnidae	<i>Pinna</i> sp.
Pectinidae	<i>Chlamys (Chlamys) multistriata</i> (Poli, 1795) <i>Pecten (Pecten) bipartitus</i> (Foresti, 1876) <i>Flabellipecten fraterculus</i> (Sowerby, 1841) <i>Flabellipecten alessii</i> (Philippi, 1836) <i>Gigantopecten tournali</i> (De Serres in Roger 1939)
Lucinidae	<i>Megaxinus (Megaxinus) transversus</i> (Bronn, 1831) <i>Linga (Linga) columbella</i> (Lamarck, 1818) <i>Lucinoma borealis</i> (Linnaeus, 1767)
Ungulinidae	<i>Diplodonta (Diplodonta) rotundata</i> (Montagu, 1803) <i>Felaniella trigonula</i> (Bronn, 1831)
Carditidae	<i>Megacardita Jouanneti laevioplana</i> (Deperet, 1893)
Astartidae	<i>Astarte (Astarte) fusca incrassata</i> (Brocchi, 1814)
Cardiidae	<i>Cardium (Bucardium) hians</i> (Brocchi, 1814) <i>Acanthocardia (Acanthocardia) paucicostata</i> (Sowerby, 1839) <i>Trachycardium (Trachycardium) multicostatum</i> (Brocchi, 1814)
Macridae	<i>Lutraria (Lutraria) lutraria</i> (Linnaeus, 1758)
Solenidae	<i>Solen marginatus</i> (Puhney, 1799)
Tellinidae	<i>Tellina (Arcopagia) corbis</i> (Brown, 1831) <i>Tellina (Arcopagia) crassa</i> (Pennauh, 1777) <i>Tellina (Peronacea) planata</i> (Linnaeus, 1758) <i>Tellina (Moerella) donacina</i> (Linnaeus, 1758) <i>Tellina (Serratina) serrata</i> (Renier in Brocchi, 1814) <i>Tellina (Laciolina) incarnata</i> (Linnaeus, 1758) <i>Macoma (Psammacoma) elliptica</i> (Brocchi, 1814) <i>Gastrana fragilis</i> (Linnaeus, 1758) <i>Leporimetis lacunosa</i> (Chemnitz, 1782) <i>Arcopagia ventricosa</i> (De Serres, 1829)

Tabela 5.92 – Moluscos bivalves identificados na jazida fossilífera da Ribeira de Cacula (Santos, & Boski, 1998).

Psammobiidae	<i>Gari (Psammobia) fervensis</i> (Gmelin, 1791) <i>Gari (Psammobia) uniradiata</i> (Brocchi, 1814)
Solecurtidae	<i>Solencurtus scopolus</i> (Turton, 1822) <i>Azorinus (Azorinus) chamasolen</i> (Da Costa, 1778)
Veneridae	<i>Circomphalus foliaceolamellosus</i> (Dillwyn, 1817) <i>Callista (Callista) italica</i> (Defrance, 1818) <i>Pelecypora (Pelecypora) brocchii</i> (Deshayes, 1836) <i>Pelecypora (Pelecypora) gigas</i> (Lamarck, 1818) <i>Paphia (Callistotapes) sallomacensis</i> (Fischer, 1879) <i>Clausinella fasciata</i> (Da Costa, 1778)
Hiatellidae	<i>Panopea (Panopea) glycymeris</i> (Born, 1778)
Bibliografia Santos, A. & Boski, T. (1998) – Estudo Paleoecológico da Ribeira de Cacela (Miocénico Superior) (Algarve): uma abordagem preliminar. <i>Com. Inst. Geol. Mineiro</i> , Lisboa, 84(I): 157-160.	

Tabela 5.93 – Moluscos bivalves identificados na jazida fossilífera da Ribeira de Cacela (Santos, & Boski, 1998) (cont.)

Foraminíferos planctónicos	<i>Globigerina bulloides</i> <i>Globorotalia scitula</i> <i>Globorotalia pseudomiocenica</i> <i>Globorotalia menardii</i> <i>Globorotalia humerosa</i> <i>Globorotalia altispira</i> <i>Globorotalia apertura</i> <i>Globorotalia druryi</i> <i>Globorotalia quinqueloba</i> <i>Globorotalia (Hirsutella) scitula</i> <i>Globigerinoides extremus</i> <i>Globigerinoides seigliei</i> <i>Globigerinoides quadrilobatus</i> <i>Globigerinita glutinata</i> <i>Globoquadrina globosa</i> <i>Neogloboquadrina acostaensis</i> <i>Neogloboquadrina acostaensis</i> sin. <i>Orbulina universa</i> <i>Orbulina. suturalis</i>
----------------------------	---

Tabela 5.94 – Foraminíferos planctónicos da Formação de Cacela (Antunes *et al.*, 1981).

Foraminíferos Bentónicos	<i>Spiroplectamina carinata</i> (d'ORBIGNY) <i>Marginulina</i> sp. <i>Heterolepa</i> sp. <i>Ammonia</i> sp. <i>Nonion</i> sp. <i>Uvigerina</i> sp.
Nanoplâncton Calcário	<i>Braarudosphaera bigelowi</i> <i>Calcidiscus leptoporus</i> <i>Calcidiscus macintyre</i> <i>Ceratolithus acutus</i> ? <i>Coccolithus pelagicus</i> <i>Coccolithus miopelagicus</i> <i>Coccolithus radiatus</i> <i>Coronosphaera mediterranea</i> <i>Dictyococcites antarticus</i> <i>Dictyococcites productus</i> <i>Discoaster</i> sp. <i>Discoaster bergrenii</i> <i>Discoaster brouweri</i> <i>Discoaster deflandrei</i> <i>Discoaster pansus</i> / <i>icarus</i> ? <i>Discoaster pentaradiatus</i> <i>Discoaster quinquaramus</i> <i>Discoaster surculus</i> ? <i>Discoaster variabilis</i> <i>Eudiscoaster surculus</i> <i>Eudiscoaster icarus</i> <i>Eudiscoaster intercalaris</i> <i>Eudiscoaster pseudovariabilis</i> <i>Geminilithella jaffari</i> <i>Geminilithella rotula</i> <i>Helicosphaera stalis</i> <i>Helicosphaera carteri</i> <i>Helicosphaera intermedia</i> <i>Helicosphaera pacifica</i> <i>Holococolitos</i> <i>Lithostromatium perdurum</i> <i>Minylita convalis</i> <i>Pontosphaera multipora</i> <i>Reticulofenestra</i> gr. <i>haqii-minutula</i> <i>Reticulofenestra pseudoumbilicus</i> <i>Reticulofenestra minuta</i> <i>Rhabdosphaera</i> sp. <i>Sphenolithus abies</i> <i>Sphenolithus moriformis</i> <i>Sphenolithus neoabies</i> <i>Syracosphaera</i> sp. <i>Syracosphaera pulchra</i> <i>Triquetrorhabdulus rugosus</i> ? <i>Umbilicosphaera</i> sp.

Tabela 5.95 – Foraminíferos bentónicos e nanoplâncton calcários da Formação de Cacela (Cachão, 1995).

Ostracodos	<p><i>Aurila (Cymbaurila) diedi</i> SISSINGH <i>Aurila zbyziewskii</i> NASCIMENTO <i>Aurila ex. gr. semilunata</i> (REUSS) <i>Aurila</i> sp. <i>Bosquetina carinella</i> (REUSS) <i>Bythocythere</i> cf. <i>turgida</i> SARS <i>Callistocythere canaliculata</i> (REUSS) <i>Callistocythere</i> aff. <i>canaliculata</i> (REUSS) <i>Callistocythere vigneuxi</i> MCKENZIE, DUC., DUF., PEYP. <i>Carinocythereis antiquata</i> (BAIRD) <i>Carinocythereis galilea</i> RUGGIERI <i>Carinovalva carinata</i> (MOYES) <i>Costa batei</i> (BRADY) <i>Costa punctatissima</i> RUGGIERI <i>Cushmanidea curvata</i> (BOSQUET) <i>Cyamocytheridea reversa</i> (EGGER) <i>Cytherella</i> aff. <i>compressa</i> (MUNSTER) <i>Cytherella confuse</i> (LIENENKLAUS) <i>Cytheretta orthezensis</i> (MOYES) <i>Cytheretta rhenana rhenana</i> (TRIEBEL) <i>Cytherura alata</i> (LIENENKLAUS) <i>Echinocythereis scabra</i> (MUNSTER) <i>Henryowella asperrima</i> (REUSS) <i>Hermanites haidingeri</i> (REUSS) <i>Leptocythere foveolata</i> MOYES <i>Loxoconcha parvula</i> MOYES <i>Loxoconcha punctatella</i> (REUSS) <i>Neocytherideis linearis</i> (ROEMER)</p>
------------	--

Tabela 5.96 – Ostracodos da Formação de Cacela (Antunes *et al.*, 1981).

Ostracodos	<i>Nonurocythereis seminulum</i> (SEGUENZA)
	<i>Paracypris polita</i> (SARS)
	<i>Parakrithe sousthenensis</i> (MOYES)
	<i>Paracytheridea triquetra</i> (REUSS)
	<i>Pontocythere lithodomoides</i> (BOSQUET)
	<i>Pterygocythereis ceratoptera</i> (BOSQUET)
	<i>Pterygocythereis jonesii</i> (BAIRD)
	<i>Rectobuntonia posteropunctata</i> MOYES
	<i>Ruggiera tetraptera tetraptera</i> (SEGUENZA)
	<i>Urocythereis favosa</i> (ROEMER)
	<i>Xestoleberis glabrescens</i> (REUSS)
Bibliografia	
Pais, J.; Legoinha, P.; Elderfield, H.; Sousa, L.; Estevens, M. (2000) – The Neogene of Algarve (Portugal). <i>Ciências da Terra, UNL</i> , 14: 277-288.	
Cachão, M. (1995) – <i>Utilização de nanofósseis calcários em biostratigrafia, paleoceanografia e paleoecologia – Aplicações ao Neogénico do Algarve (Portugal) e do Mediterrâneo Ocidental (ODP 653) e à problemática do Coccolithus pelagicus</i> . Dissertação de Doutoramento, F C. Univ. Lisboa, 356 p.	
Antunes, M. T.; Bizon, G.; Nascimento, A.; Pais, J. (1981) – Nouvelles données sur la datation des dépôts miocènes de l'algarve (Portugal), et l'évolution géologique regionale. <i>Ciências da Terra, UNL</i> , 6: 153-168.	
Legoinha, P. (2001) – <i>Biostratigrafia de Foraminíferos do Miocénico de Portugal (Baixo Tejo e Algarve)</i> . Dissertação de Doutoramento, UNL, 241 p.	

Tabela 5.97 – Ostracodos da Formação de Cacela (cont.) (Antunes *et al.*, 1981).



Figura 5.195 – Formação de Cacela em Ribeira de Cacela (foto João Pais).



Figura 5.196 – Formação de Cacela em Ribeira de Cacela (foto João Pais).

Formação: Formação do Ludo (Areias da Falésia).
Unidade alostratigráfica:
Bacia sedimentar: plataforma algarvia.
Datação: Pliocénico (inferior).
Espessura máxima: 18-20 m
Distribuição geográfica: constituem a metade inferior das arribas litorais entre as praias de Olhos de Água e do Hotel Alfamar.
Paleontologia: ossos de cetáceos, dentes de seláceos incluindo <i>Isurus</i> sp., <i>Carcharacles megalodon</i> . Foraminíferos: <i>Elphidium crispum</i> , <i>Cibicides</i> spp., <i>Ammonia beccarii</i> , <i>Nonion boueanum</i> , <i>Elphidium</i> spp., <i>Rosalina</i> sp., <i>Bulinina</i> spp., <i>Ammonia</i> spp., <i>Textularia</i> sp., <i>Globigerina</i> sp., <i>Lagena</i> sp., <i>Asteronion</i> sp., <i>Trifarina</i> sp., <i>Trifarina angulosa</i> , <i>Lobatula lobatula</i> , <i>Nonion boueanum</i> , <i>Elphidium</i> sp. e <i>Neoponides</i> sp.; Moluscos: <i>Ostrea gr. lamellosa</i> , <i>Pecten (Pecten)</i> sp.; <i>Palliolum excisum</i> (Bronn); Gastrópodes predadores icnogénero <i>Oichnus</i> ; cliónidas icnogénero <i>Entobia</i> , Anelídeos e Cirrípedes balaniformes, ocasionais fragmentos de Equinídeos.
Génese: este conjunto testemunha ambiente marinho restrito de acordo com a fauna fóssil preservada; marca o final de uma etapa evolutiva da bacia no Pliocénico inferior, determinada por um nível eustático alto com padrão sedimentar controlado principalmente pela geometria da própria bacia.
Litologias: areias de cor branco e branco acinzentado, exibindo estruturas sedimentares que apontam para migração lateral para leste dos corpos arenosos depositados em ambiente marinho litoral. Evolução em perfil vertical de areia muito grosseira na base, para areia fina, termina num conjunto de camadas métricas onde alternam argilas, areias finas por vezes bioturbadas e arenitos fossilíferos. Mineralogicamente, para além do quartzo, estão presentes palgioclases e microclina. Na fracção argilosa predomina a caulinite e está ainda representada a biotite.
Bibliografia: Moura, D., Boski & Dias R. (1998) – Sedimentação detrítica durante o Pliocénico e Plistocénico no Algarve Central. <i>Com. Inst. Geol. Mineiro</i> , 84: A177-A180. Moura, D. & Boski, T. (1999) – Unidades litostratigráficas do Pliocénico e Plistocénico no Algarve, <i>Com. Inst. Geol. Mineiro</i> , 86: 85-106. Cachão, M. (1995) – <i>Utilização de Nanofósseis Calcários em Biostratigrafia, Paleoceanografia e Paleoeecologia: Aplicações ao Neogénico do Algarve (Portugal) e Mediterrâneo Ocidental (ODP 653) e à problemática de Cocolithus pelagicus</i> . Dissertação de Doutoramento, F.C. Univ. Lisboa.

Tabela 5.98 - Caracterização da Formação do Ludo (Areias da Falésia).

Formação: Formação do Ludo (Areias de Monte Negro).
Unidade alostratigráfica:
Bacia sedimentar: plataforma algarvia.
Datação: Pliocénico (inferior). Parece ser equivalente lateral das Areias da Falésia.
Espessura máxima: 50 m.
Distribuição geográfica: Região de Monte Negro.
Paleontologia: não são conhecidos fósseis.
Génese: fácies marinha de domínio infralitoral. Embora de litofácies muito distintas, são equivalentes estratigráficos das Areias da Falésia, podendo corresponder às partes mais distais do mesmo sistema deltaico.
Litologias: areias médias ou finas, micáceas, com estratificação centimétrica horizontal ou sub-horizontal, intensamente bioturbadas.
Bibliografia
Moura, D., Boski & Dias R. (1998) – Sedimentação detrítica durante o Pliocénico e Plistocénico no Algarve Central. <i>Com. Inst. Geol. Mineiro</i> , 84: A177-A180.
Moura, D. & Boski, T. (1999) – Unidades litostratigráficas do Pliocénico e Plistocénico no Algarve. <i>Com. Inst. Geol. Mineiro</i> , 86: 85-106.

Tabela 5.99 - Caracterização da Formação do Ludo (Areias de Monte Negro).

Formação: Formação do Ludo (Areias de Quarteira)
Unidade alostratigráfica:
Bacia sedimentar: plataforma algarvia
Datação: Pliocénico (superior).
Espessura máxima: 15 m.
Distribuição geográfica: Unidade litológica com grande extensão geográfica - Quarteira.
Paleontologia: foraminíferos bentónicos: <i>Elphidium crispum</i> ; <i>E. advenum</i> ; <i>Ammonia beccarii</i> ; <i>Nonion boueanum</i> ; <i>Bolivina reticulata</i> ; <i>B. scalprata</i> ; <i>Rosalina globularis</i> ; <i>Bulimina elongata</i> ; <i>Trifarina angulosa</i> ; <i>Cassidulina laevigata carinata</i> ; <i>Lagena semistriata</i> ; <i>Discorbinella bertheloti</i> . Foraminíferos planctónicos: <i>Globigerinoides conglobatus</i> , <i>Globigerina bulloides</i> , <i>Orbulina universa</i> , <i>Globigerinoides obliquus extremus</i> , <i>Turborotalia pseudobesa</i> , <i>Globigerinita napaemaensis</i> .
Génese: são areias de plataforma de abrasão marinha extensa e pouco profunda, instalada durante o máximo transgressivo pliocénico.
Litologias: areias médias, excepcionalmente grosseiras, bem calibradas, de cor variando entre rosa e alaranjada, subarcólicas com o feldspato atingindo 20 % do peso total de sedimento. A fracção pesada é composta, principalmente, por ilmenite e magnetite. A argila constitui cerca de 6 % do peso total do sedimento, e é caulínítica. Os grãos de quartzo hialino são subangulosos, de baixa esfericidade, e apresentam depósitos superficiais de óxidos de ferro, facilmente eliminados por lavagem com ultra-sons. Geralmente maciças, podem no entanto exibir estratificação oblíqua.
Bibliografia: Moura, D., Boski & Dias R. (1998) – Sedimentação detrítica durante o Pliocénico e Plistocénico no Algarve Central. <i>Com. Inst. Geol. Mineiro</i> , 84: A177-A180. Moura, D. & Boski, T. (1999) – Unidades litostratigráficas do Pliocénico e Plistocénico no Algarve. <i>Com. Inst. Geol. Mineiro</i> , 86: 85-106.

Tabela 5.100 - Caracterização da Formação do Ludo (Areias de Quarteira).

Formação: Formação do Ludo (Areias do Ludo)
Unidade alostratigráfica:
Bacia sedimentar: plataforma algarvia
Datação: Pliocénico inferior. Os fósseis de gastrópodes pulmonados encontrados não permitem datação segura. São mais recentes do que as Areias de Quarteira.
Espessura máxima:
Distribuição geográfica: região do Ludo.
Paleontologia: moldes internos de gastrópodes pulmonados
Génese: a organização destas areias, em corpos canalizados, as características granulométrica e texturais dos depósitos e a presença de gastrópodes pulmonados são compatíveis com ambientes fluviais.
Litologias: as areias médias, branco – acinzentadas, que constituem a base da unidade, passam a areias grosseiras, branco – amareladas, para o topo através de descontinuidade erosiva. Na parte superior ocorre estratificação cruzada. O feldspato potássico, parcialmente caulinizado, representa 15 % do peso total do sedimento e a argila caulínica representa 8% do peso. O quartzo é hialino, e os grãos apresentam-se subangulosos de baixa esfericidade.
Bibliografia
Moura, D., Boski & Dias R. (1998) – Sedimentação detrítica durante o Pliocénico e Plistocénico no Algarve Central. <i>Com. Inst. Geol. Mineiro</i> , 84: A177-A180.
Moura, D. & Boski, T. (1999) – Unidades litostratigráficas do Pliocénico e Plistocénico no Algarve. <i>Com. Inst. Geol. Mineiro</i> , 86: 85-106.

Tabela 5.101 - Caracterização da Formação do Ludo (Areias do Ludo).

Formação: Formação do Ludo (Areias e cascalheiras de Gambelas)
Unidade alostratigráfica:
Bacia sedimentar: plataforma algarvia
Datação: Plistocénico superior. Representam a última etapa de deposição antes da instalação da actual rede hidrográfica no sotavento algarvio. Nenhum dos fósseis reconhecidos nesta unidade tem valor cronostratigráfico.
Espessura máxima: 6 m
Distribuição geográfica: Faro, Monte Negro, Ludo e Gambelas (confinados às zonas de interflúvio).
Paleontologia: Acumulações de bivalves das famílias Veneridae e Cardidae.
Génese: as frequentes alterações granulométricas que caracterizam estes depósitos, traduzem variações na descarga fluvial, características de climas semiáridos.
Litologias: são areias heterométricas, com profusa e desenvolvida estratificação oblíqua e/ou entrecruzada. Incluem seixos quartzosos e quartzíticos alterados e muito arredondados. Constituem corpos tabulares que não excedem os seis metros de espessura. A matriz argilosa existe em percentagens que variam entre 2 % e 10 %. O limite inferior representa a segunda ruptura sedimentar bem expressa, marcada pelo completo desaparecimento de feldspato e novo influxo de óxidos de ferro na bacia. A última ruptura sedimentar relaciona-se com os depósitos de seixos e calhaus de quartzito, grauvaque e xisto alterados que assentam, indiferentemente, sobre as restantes unidades. No campo é facilmente distinguível pela cor vermelho escuro (goetite e hematite), pela granulometria muito grosseira, pela frequência de leitos de seixos e pela estratificação cruzada.
Bibliografia: Moura, D., Boski & Dias R. (1998) – Sedimentação detrítica durante o Pliocénico e Plistocénico no Algarve Central. <i>Com. Inst. Geol. Mineiro</i> , 84: A177-A180. Moura, D. & Boski, T. (1999) – Unidades litostratigráficas do Pliocénico e Plistocénico no Algarve. <i>Com. Inst. Geol. Mineiro</i> , 86: 85-106.

Tabela 5.102 - Caracterização da Formação do Ludo (Areias e cascalheiras de Gambelas).



Figura 5.197 – Formação da Falésia, Praia da Falésia, (foto João Pais).



Figura 5.198 – Formação da Falésia, Praia da Falésia (foto João Pais).



Figura 5.199 – Formação do Ludo, afloramento perto da praia da Falésia (foto João Pais).



Figura 5.200 – Formação do Ludo, afloramento perto da praia da Falésia (foto João Pais).

Capítulo 6 – Considerações finais

Capítulo 6 – Considerações Finais

Tradicionalmente, a Era Cenozóica tem sido negligenciada nos conteúdos programáticos do ensino secundário. Sendo a mais recente das Eras Geológicas, as suas rochas são as mais comuns e mais próximos da superfície e também as que menos foram alteradas pelos processos geológicos. A distribuição dos continentes e mares no presente e a expressão topográfica dos continentes bem como o clima e padrões de circulação oceânica resultam de processos operados durante a Era Cenozóica, o que tem clara influência sobre o clima actual. A evolução das floras e faunas actuais deram-se durante esta Era inclusivamente o aparecimento e evolução da nossa própria espécie.

Não se percebe então o porquê de ser uma Era muito pouco conhecida principalmente por parte dos alunos do ensino secundário. Quando se fala do Cenozóico português o problema ainda é maior, apesar dos muitos estudos e publicações científicas que têm sido feitas ao longo dos anos por cientistas nacionais e estrangeiros. É fundamental que se conheça bem esta Era uma vez que os seus processos geológicos são os que mais influenciam o aspecto do planeta Terra no presente.

Talvez a razão para isto acontecer se prenda com a escassez de material científico – didáctico, falta de tempo curricular para cumprir os extensos programas do ensino secundário para ainda incluir o Cenozóico, e falta de conhecimento, por parte dos docentes no geral, sobre o Cenozóico, particularmente do Cenozóico português.

O grande objectivo deste trabalho é minorar esta situação produzindo materiais com interesse científico e pedagógico, com recurso às técnicas de informação e comunicação (TIC).

O trabalho apresenta um extenso levantamento de conhecimentos teóricos, históricos e didácticos sobre o Cenozóico, principalmente sobre o Cenozóico em Portugal, para assim dotar docentes e alunos, tanto do ensino secundário como do superior, de saberes necessários à compreensão da história da Terra nos últimos 65 Ma. Para tal foi disponibilizado material científico na internet e produzido um DVD – ROM que poderão ser utilizados nas aulas por alunos e professores, contribuindo, deste modo, para o incremento do ensino da Geologia de Portugal e incentivar e despertar o interesse dos alunos para a ciência no geral e da geologia em particular.

Considera-se que se conseguiu contribuir para a melhoria do ensino/aprendizagem das Ciências da Terra no ensino secundário uma vez que a dissertação reúne e divulga grande quantidade de conteúdos científicos sobre o Cenozóico em Portugal que, de outra forma, estariam dispersos por vários artigos científicos em diversas publicações; é feita a apresentação de novos materiais, nomeadamente novas tabelas que sintetizam o conhecimento mais recente das formações.

Também se mostra que o conhecimento da história da Terra é fundamental para a compreensão do mundo actual, nomeadamente do clima, das montanhas e dos oceanos e mares actuais. Só conhecendo a evolução do planeta no passado podemos prever o que acontecerá no futuro e se poderão consciencializar, principalmente os mais jovens, para a necessidade de proteger e preservar os seres vivos para equilíbrio do próprio planeta, uma vez que a sua evolução está intimamente ligada com a evolução dos seres vivos.

O extenso levantamento sobre o Cenozóico em Portugal que aqui se apresenta, nomeadamente das regiões mais representativas das principais etapas da história geológica do Cenozóico em Portugal, leva-nos a compreender a grande importância da Geologia de Portugal no contexto Europeu e Mundial.

São apresentados as principais Bacias Cenozóicas Portuguesas:

Bacia do Douro

Bacia do Mondego

Bacia do Baixo Tejo

Bacia de Alvalade

Plataforma Algarvia

Estão descritas todas as formações cenozóicas mais importantes destas bacias em termos litológicos, paleontológicos, cronológicos e de evolução da própria bacia. Pela importância, extensão e proximidade da área onde vivemos, foi dado maior ênfase à Bacia do Baixo Tejo.

Os fósseis encontrados nos diferentes locais, e a sua interpretação em termos de evolução paleogeográfica e biológica, mostram que, o nosso país, teve no passado um clima bem diferente do actual, mostrando que aqui habitaram seres vivos de climas tropicais a subtropicais, que hoje já não existem no nosso país. Desta forma, também se contribuiu para alertar para a necessidade de proteger o Património Geológico Português, uma vez que

existem locais muito importantes para o conhecimento da evolução dos seres vivos nos últimos 65 Ma.

Hoje em dia, a forma mais fácil, rápida e motivadora de aceder a conhecimentos é através da internet. É fundamental para implementação de estratégias que permitam incentivar a reflexão acerca dos acontecimentos actuais, por parte de alunos e professores, a utilização deste meio. Para tal, foi feito uma página da internet onde está disponível o trabalho aqui realizado para mais fácil utilização por parte dos alunos do ensino secundário e também do superior. Poderão assim, conhecer de forma fácil, os locais mais representativos das principais etapas da história geológica do Cenozóico em Portugal, e também conhecer, no geral, a história da Terra durante os últimos 65 Ma.

O que se pretende é que, dando a conhecer os locais mais representativos, se possam realizar saídas de campo a esses locais, pois, para que o ensino da ciência, particularmente da Geologia, seja minimamente interessante, motivador, realista e eficaz é fundamental visitar e observar as diferentes unidades no campo. Por melhores que sejam os recursos didácticos e experimentação realizadas em laboratório, nada substitui a observação e discussão dos processos geológicos no campo. Neste trabalho não se pretendeu fazer um levantamento exaustivo no campo mas sim reunir num único local os vários trabalhos já realizados nesses locais.

Em síntese, por tudo o que foi exposto, considera-se que os objectivos propostos para este trabalho foram atingidos tendo ficado aqui lançado o desafio para que alunos e professores do ensino secundário e básico olhem de outra forma para a Era Cenozóica e que, mesmo que o seu estudo não esteja incluído nos conteúdos curriculares, seja abordado nas aulas, fica, também, o desafio ao Ministério de Educação para incluir, de forma mais vinculada, o estudo da Era cenozóica nos currículos do ensino básico e do secundário, bem como a inclusão de aspectos gerais da geologia de Portugal.

Capítulo 7 – Referências bibliográfica

Capítulo 7 – Referências bibliográficas

- Aguirres, E., Pasini, G. (1985) – The Pliocene – Pleistocene Boundary. *Episodes*, 8/2: 116-120.
- Alberdi, M. T.; Antunes, M. Telles; Sondaar, P. Y. & Zbyszewski, G (1978) – Les *Hipparion* du Portugal. *Ciências da Terra (UNL)*, 4: 129-156.
- Alves, M. I. C. (1991) – Infrared spectroscopy of Plio-Quaternary sediments, from Lima river basin and Alvarães basin (Portugal). *PROC. 7th Euroclay Conf Dresden'91*, Greifswald: 189-192.
- Alves, M. I. C.(1993) – Aplicação do estudo de minerais pesados à caracterização dos depósitos da Bacia de Alvarães e bacia do rio Lima. (NW de Portugal). El Cuaternario en Espana y Portugal, *Instituto Tecnológico Geominero de Espana* (Ed.), Madrid, Spain, 1:40-55.
- Alves, M. I. C. (1995a) – *Materiais Plio-quaternários do alto Minho. Produtos de meteorização e depósitos fluviais na bacia do rio Lima e região de Alvarães*. Dissertação de Doutoramento, Univ. Minho: 277 p.
- Alves, M. I. C. (1995b) – Terraços fluviais do Alto Minho: bacia do rio Lima e depósitos de Alvarães. *Memórias Mus. Lab. Min. Geol.*, Univ. Porto, 4: 395-399.
- Alves, M. I. C. (1996) – O Plio-quaternário das bacias do rio Lima e rio Neiva. Minho, NW de Portugal. In: *Dinámica y Evolución de Medios Cuaternarios*, A. Pérez Alberti, P. Martini, W Chesworth, A. Martínez Cortizas (eds), Santiago de Compostela, Spain: 261-272.
- Alves, M. I. C. (1999) – Definição formal da Formação de Alvarães (Placenciano da região do Minho - NW Portugal). *Com. Inst. Geol. Min.*, 86: 97-212.
- Alves, M. I. C. & Pereira, D. I. (1999) – Revisão dos dados sedimentológico e paleontológico das bacias do Minho: contribuição para o conhecimento da evolução plio-quaternária regional. *Encontros de Geomorfologia (Comunicações)*, Univ. Coimbra: 123-129.
- Alves, M. I. C. & Pereira, D. I. (2000) – A sedimentação e a gliptogénese no registo Cenozóico continental do Minho (NW Portugal). *Ciências da Terra (UNL)*, 14: 101-111.
- Antunes, M. T. (1975) – *Iberosuchus*, crocodile Sebecosuchien nouveau, l'Eocène ibérique au Nord de la Chaîne Centrale, et l'origine du Canyon de Nazaré. *Comun. Serv. Geol. Port.*, LIX: 285-330.
- Antunes, M. T.(1979a) – Ensaio de síntese crítica acerca do Cretácico terminal e do Paleogénico de Portugal. *Ciências da Terra (UNL)*, 5: 145-174.
- Antunes, M.T. (1979b) - "*Hispanotherium* fauna" in Iberian Middle Miocene, its importance and paleogeographical meaning. *Ann. Géol. Pays Helvéniques*, Athens, t. hors sér. (1): 19-26.
- Antunes, M.T. (1979c) – Vertebrados miocénicos de Olhos de Água (Algarve), interesse estratigráfico. *Bol. Mus. Lab. Min. Geol. F. C. Lisboa*, 16 (1): 343-352.
- Antunes, M.T. (1984) - Essai de synthèse sur les mammifères du Miocène du Portugal. *Ed. Recherche sur les Civilisations*, Paris, vol. d'Hommage au géologue G. Zbyszewski: 301-323.
- Antunes, M. T. (1986a) – Acerca de um osso do Plistocénico da Mealhada: presença de um Tigre Dente de Sabre *Homotherium latidens* (Owen, 1846). *Ciências da Terra, (UNL)*, 8: 43-54.
- Antunes, M. T. (1986b) – *Anoplotherium* (mammalia, artiodactyla) et *Geochelone* (reptilia, testudines) à côja: les vertébrés fossiles et l'éocène supérieur au Portugal. *Ciências da Terra (UNL)*, 8: 99-110.
- Antunes, M. T. (1986c) – *Iberosuchus* et *Pristichampsus*, crocodiliens de l'Éocène, données complémentaires, discussion, distribution stratigraphique. *Ciências da Terra, (UNL)*, 8: 111-122.
- Antunes, M. T. (1986d) – *Paralophiodon* cf. *Leptorhynchum* (tapiroidea, mammalia) à Vale furado: contribution à la connaissance de l' éocène au Portugal. *Ciências da Terra (UNL)*, 8: 87-98.

- Antunes, M.T. (1990) – The proboscidean data, age and paleogeography: evidence from the Miocene of Lisbon. *European Neogene Mammal Chronology*, Ed. E.H. Lindsay et al., Plenum Press, New York: 253-262.
- Antunes, M. T (1992) – Contributions to the Eocene palaeontology and stratigraphy of Beira Alta, Portugal: II – New Late Eocene mammalian remnants from Côja (Portugal) and the presence of *Palaeotherium magnum* Cuvier. *Ciências da Terra (UNL)*, 11: 83-89.
- Antunes, M. T.(1995) – On the Equid (Mammalia) from Feligueira Grande, Portugal, *Paranchilophus lusitanicus* (Ginsburg, 1965). Taxonomic status, stratigraphic and paleogeographical meaning. *Com. Inst. Geol. Min.*, t.81: 57-72.
- Antunes, M. T.(1996) – Mammals from Lower to Middle Miocene of the Lower Tagus Basin. *Addendum, Géologie de La France*, 4: 71-74.
- Antunes, M. T. (2000) – Miocene mammals from Lisbon and geologic age: A Showcase for marine-continental correlations. *Ciências da Terra (UNL)*, 14: 343-348.
- Antunes, M. T. (2003a) – Charophytes from Silveirinha (?Upper Paleocene – Lowermost Eocene) according to Janine Riveline. *Ciências da Terra (UNL)*, 15: 77-82.
- Antunes, M. T. (2003b) - Lower Paleogene crocodylins from Silveirinha, Portugal. *Paleovertebrata*, Montpellier, 32(1): 1-26.
- Antunes, M. T. (2003c) – Miocene marine-continental correlations in the Lisbon area and some discussion related to personal experience. *Ciências da Terra (UNL)*, 15: 155-160.
- Antunes, M. T; Azzaroli, A; Faure, M; Guérin, C. & Mein, P. (1986a) – Mammifères pleistocènes de Algezira, en Algarve: une révision. *Ciências da Terra, (UNL)*, 8: 73-86.
- Antunes, M. T. & Balbino, A. C. (2003) – Uppermost Miocene Lamniform Selachians (Pisces) from the Alvalade basin (Portugal). *Ciências da Terra, (UNL)*, 15: 141-154.
- Antunes, M.T. & Balbino, A.C. (2004) – The Carcharhiniformes (Chondrichthyes, Neoselachii) from the Alvalade Basin (Portugal). *Rev. Esp. Paleontologia*, 19 (1): 73-92.
- Antunes, M.T. & Balbino, A.C. (2006) – Latest Miocene Myliobatids (Batoidei, Selachii) from the Alvalade Basin, Portugal. *Cainozoic Research*, 4(1-2): 41-49.
- Antunes, M. T.; Balbino, A. & Cappetta, H. (1999a) – A New shark, *Galeorhinus gonzalvesi* nov. sp. (Triakidae, Carcharhiniformes) from the latest Miocene of Portugal. *Tertiary Research*, 19 (3+4).
- Antunes, M. T., Balbino, A., & Gaudant, J., (1995) – Découverte du plus récent poisson Characiforme européen dans le Miocène terminal du Portugal. *Com. Serv. Geol. Port.*, 81: 79-84.
- Antunes, M. T.; Bizon, G.; Nascimento, A. & Pais, J. (1981a) – nouvelles données sur la datation des dépôts miocènes de l'algarve (Portugal), et l'évolution géologique régionale. *Ciências da Terra, (UNL)*, 6: 153-168.
- Antunes, M. T.; Casanovas, M.; Cuesta, M.; Checa, L; Santafé, J. & Agustí, J. (1997) – Eocene mammals from Iberian Peninsula. *Biochron'97, Mém. Trav. E.P.H.E.*, Inst. Montpellier, 21: 337-352.
- Antunes, M.T., Civis, J., Dabrio, C.J., Sierro, E., González-Delgado, J.A., Flores, J.A., Pais, J. & Valle, M. (1990a) - El Neogeno del Algarve (Portugal) y de la cuenca del Guadalquivir (España). *actas de paleontologia*, Universidad de Salamanca, 68: 65-73.
- Antunes, M.T., Civis, J., González-Delgado, J.A., Alonso Gavilán, G., Andres, L., Sierro, E., Valle, M. & Nascimento, a (1990b) - the late serravalian-earlytortonian marine sediments of the tagus basin (Lisbon region). a sedimentological and paleontological approach. *ix rg.m.n.s. congress*, Barcelona: 27-29.

- Antunes, M. T.; Elderfield, H.; Legoinha, P.; Nascimento, A. & J. Pais (1998) – Sequências deposicionais, biostratigráficas e idades isotópicas do Miocénico da bacia do Baixo Tejo (Lisboa, Península de Setúbal, Portugal). *Comu. Inst. Geol. Min.*, 84 (Actas): A130-A133.
- Antunes, M. T.; Elderfield, H.; Legoinha, P.; Nascimento, A. & Pais, J. (1999b) – A Stratigraphic framework for the Miocene from the Lower Tagus Basin (Lisbon, Setúbal Peninsula, Portugal). Depositional sequences, biostratigraphy and isotopic ages. *Bol. Soc. Geol. España*, Madrid, 12(1): 3-15.
- Antunes, M.T., Elderfield, H., Legoinha, P. & Pais, J. (1995b) - Datações isotópicas com Sr do Miocénico do flanco Sul da Serra da Arrábida. *Comun. Inst. Geol. e Mineiro*, Lisboa, 81: 73-78.
- Antunes, M. T. & Estravís, C. (1986b) – Suidés et Tayssuidés du Burdigalien V-a et du Langhien V-b de Lisbonne. *Ciências da Terra*, (UNL), 8: 139-178.
- Antunes, M. T. & Gaudant, J. (2003a) – Description de restes squelettiques de Latidae: Lates (?) sp (Poissons téléostéens, Percoidei) du Miocène inférieur et moyen du bassin du Bas Tage (environs de Lisbonne, Portugal). *Ciências da Terra*, (UNL), 15: 133-140.
- Antunes, M. T. & Gaudant, J. (2003b) – Poissons du Paléogène inférieur de Silveirinha (Portugal). *Ciências da Terra*, (UNL), 15: 101-102.
- Antunes, M. T. & Ginsburg, L. (1983a) – Les rhinocerotidés du Miocène de Lisbonne – systématique, écologie, paleobiogéographie, valeur stratigraphique. *Ciências da Terra*, (UNL), 7: 17-98.
- Antunes, M. T. & Ginsburg, L. (2000a) – Les Périssodactyles (Mammalia) du Miocène de Lisbonne, *Ciências da Terra* (UNL), 14: 349-354.
- Antunes, M. T. & Ginsburg (2000b) – Présence du Créodonte *Hyainailouros sulzeri* dans le Miocène du bassin du Bas Tage (Lisbonne, Portugal). *Ciências da Terra* (UNL), 14: 355-358.
- Antunes, M. T. & Ginsburg, L. (2003c) – The Deinotherium (Proboscidea, Mammalia): an abnormal tusk from Lisbon, The Miocene record in Portugal and the first appearance datum. Evidence from Lisbon, Portugal. *Ciências da Terra* (UNL), 15: 173-190.
- Antunes, M. T. & Ginsburg, L. (2003d) – The last Anthracothere *Brachyodus onoideus* (Mammalia, Artiodactyla) from westernmost Europe and its extinction. *Ciências da Terra* (UNL), 15: 161-172.
- Antunes, M. T; Ginsburg, L. & Mein, P. (1983b) – Mammifères miocènes de Azambujeira, niveau inférieur (Santarém, Portugal). *Ciências da Terra*, (UNL), 7: 161-186.
- Antunes, M. T; Jonet, S. & Nascimento, A. (1981b) – Vertébrés (Crocodiliens, Poissons) du Miocène marin de L' Algarve occidentale. *Ciências da Terra* (UNL), 6: 9-25.
- Antunes, M. T; Legoinha, P; Cunha, P. & Pais, J. (2000c) – High resolution stratigraphy and miocene fácies correlation in Lisbon and Setúbal Peninsula (Lower Tagus basin, Portugal). *Ciências da Terra* (UNL), 14: 183-190.
- Antunes, M.T., Legoinha, P., Nascimento, A. & Pais, J. (1995a) – Biostratigrafia e paleoambientes do Miocénico do flanco sul do sinclinal de Albufeira (Península de Setúbal). *Memórias do Museu e Lab. Mineral. Geol. da Faculdade de Ciências da Universidade do Porto*, 4: 19-23.
- Antunes, M. T.; Legoinha, P.; Nascimento, A. & Pais, J. (1996) – The evolution of the Lower Tagus basin (Lisbon and Setúbal Peninsula, Portugal) from lower to early Middle Miocene; *Géologie de la France*, 4: 59-77.
- Antunes, M. T. & Mazo, A. V. (1983c) – Quelques mastodontes miocènes du Portugal. *Ciências da Terra*, (UNL), 7: 115-128.
- Antunes, M. T. & Mein, P., (1977) – Contributions à la paléontologie du Miocène moyen continental du Bassin du Tage. Mammifères-Póvoa de Santarém, Pero Filho et Chões (Secorio). Conclusions Générales. *Ciências da Terra* (UNL), 3: 143-165.

- Antunes, M. T. & Mein, P. (1981c) – Vertébrés du miocène moyen de amor (Leiria) importante stratigraphique. *Ciências da Terra (UNL)*, 6: 169-188.
- Antunes, M. T. & Mein, P. (1986c) – Petits mammifères du Burdigalien inférieur (Universidade Católica, Avenida do Uruguai). *Ciências da Terra (UNL)*, 8: 123-138.
- Antunes, M. T. & Mein, P. (1989) – Petits mammifères Du Miocène terminal du bassin de Alvalade (Portugal); comparaisons avec des faunes de l'Espagne et du Maghreb. *Bollettino della Soc. Paleont. Italiana*, 28 (2-3): 161-170.
- Antunes, M.T. & Mein, P. (1992) – Les plus anciens mammifères terrestres du Miocène marin de Lisbonne -Le gisement du km10. *Ciências da Terra (UNL)*, 11: 127-140.
- Antunes, M. T. & Mein, P. (1995) – Nouvelles données sur les petits mammifères du Miocène terminal du Bassin de Alvalade, Portugal. *Com. Inst. Geol. Min.*, 81: 85-96.
- Antunes, M. T; Mein, P; Nascimento, A. & Pais, J. (1986d) – Le gisement Pleistocène de Morgadinho, en Algarve. *Ciências da Terra (UNL)*, 8: 9-22.
- Antunes, M. T; Mein, P. & Pais, J. (1986e) – Depósitos messinianos do Sul de Portugal, mamíferos (incluindo Roentia, Lagomorpha) e idades K-Ar. *Ciências da Terra (UNL)*, 8: 55-64.
- Antunes, M. T. & Pais, J. (1984) – Climate during Miocene in Portugal and its evolution. *Paléob. Contin.*, Montpellier, XIV (2): 75-89.
- Antunes, M. T. & Pais, J. (1992a) – The Neogene of Portugal. *Ciências da Terra (UNL)*, esp. II: 13-24.
- Antunes, M. T. & Pais, J. (1992b) – Miocene and Pliocene deposits from Algarve (S Portugal) and Guadalquivir (SW Spain): The Neogene and Quaternary of Algarve. *Ciências da Terra (UNL)*, esp. II: 57-72.
- Antunes, M. T. & Pais, J. (1993) – The Neogene of Portugal. *Ciências da Terra (UNL)*, 12: 7-22.
- Antunes, M. T.; Pais, J. & Legoinha, P. (1992c) – Excursion A - Neogene deposits of Lisboa and Setúbal Peninsula. *Ciências da Terra (UNL)*, esp. II: 29-35.
- Antunes, M. T; Reis, P. dos & Soares A. F. (1981d) - As areias e argilas de Silveirinha. *Mem. e Not., Publ. Lab. Minerl. Geol.*, Univ. Coimbra: 91-92.
- Antunes, M. T. & Russel, D. (1981e) – Le gisement de Silveirinha (Bas Mondego, Portugal): la plus ancienne faune de Vertébrés éocènes en Europe. *C. R. Acad. Sc. Paris*, t. 293: 1099-1102.
- Antunes, M. T; Soulié-Marsche, L.; Mein, P. & Pais, J. (1992d) – Le gisement de Asseiceira, Portugal (Miocene supérieur).Données complémentaires sur Freiria de Rio Maior. *Ciências da Terra (UNL)*, 11: 219-253.
- Antunes, M.T. & Torquato, J. (1969) – Notes sur la Géologie et la Paléontologie du Miocène de Inne. VI - La coupe de Quinta da Silvéria (Helvétien Vb et Vc): stratigraphie et évolution lithologique. *Bol. Soc. Geol. Port.* XVII: 1-30.
- Araújo, M. A (1993) – Fácies fluvial versus marinho nos depósitos da plataforma litoral da região do Porto. *Actas da III Reunião do Quaternário Ibérico*, Coimbra: 225-335.
- Araújo, M. A (1995) - Paleoambientes fini-terciários e quaternários no litoral da região do Porto - Dinâmica y Evolución de Medios Cuaternarios. *Actas do Simpósio Internacional sobre Paleoambientes Quaternários na Península Ibérica*. Xunta de Galicia, Santiago de Compostela: 359-373.
- Araújo, M. A. (1997) – A plataforma litoral da região do Porto: dados adquiridos e perplexidades. *Estudos do Quaternário APEQ*, I: 3-12.
- Azerêdo, A.C. & Carvalho, A.M.G. (1986) - Novos Elementos sobre o "Paleogénico" Carbonatos dos Arredores de Lisboa. *Com. Serv. Geol. Port.*, 72 (112): 111-118.

- Azevêdo, M. T. (1982) – O *sinclinal de Albufeira: Evolução Pós-Miocénica e Reconstituição Paleogeográfica*. Dissertação de doutoramento, Univ. de Lisboa: 296 p.
- Azevêdo, M. T. (1998) – Formações vermelhas continentais na sequência mesocenozóica da Cadeia da Arrábida. *Com. Inst. Geol. Min.*, 84 (I): A115-A118.
- Azevêdo M. T. (1991) – Essai de reconstitution paleogéographique du Bassin de Lisbonne au Paléogène. *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 112 (B): 525-564.
- Azevêdo, M. T., Carvalho, A M. G, Silva, M. O. & Romariz, C. (1991) – O "Complexo de Benfica" na região de Lisboa. Estudo sedimentológico. *Com. Serv. Geol. Portugal*, 7: 103-120.
- Azzaroli, A. (1963) – Rinoeronti Pliocenici del Valdarno Inferiore. *Palaeontogr. Ital.*, 57 (1962): 11-20.
- Azzaroli, A. (1970) – Villafranchian correlations based on large mammals. *G. Geol.*, 35: 111-131.
- Azzaroli, A. (1977a) – The Villafranchian stage in Italy and the Plio-Pleistocene Boundary. *G. Geol.*, 41: 61-79.
- Azzaroli, A., (1977b) – Evolutionary patterns of Villafranchian elephants in Central Italy. *Atti Acad. Naz. Lincei Mem. Cl. Sci. Fis. Ser. 8*, 14: 151-168.
- Azzaroli, A; Giuli, C. de; Ficarelli G. & Torre, D. (1987) – Late Pliocene to early Mid-Pleistocene mammals in Eurasia: faunal succession and dispersal events. Paleogeography, paleoclimatology, paleoecology. *Elsevier Science Publ.*, Amsterdam, 66: 77-100.
- Barbosa, B. P. (1983a) – Arcoses da Beira Baixa. Caracterização sedimentológica, mineralógica e estratigráfica preliminar e projecto de sondagens. *Relatório interno do Serviço de Fomento Mineiro*, Porto.
- Barbosa, B. P. (1983b) – Argilas especiais de Barracão - Pombal. Prospeção, sondagens e cálculo de reservas. *Estudos, Notas e Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro*, Porto, 25 (3-4): 193-212.
- Barbosa, B. P. (1985) – Os sedimentos da coluna cretácica de Aveiro-Vagos. Análise da evolução granulométrica, mineralógica e química aplicada às argilas para fins cerâmicos. *Estudos, Notas e Trabalhos do Serviço de Fomento Mineiro*, Porto, 27: 99-104.
- Barbosa, B. P. (1986) – Identificação sedimentológica de uma unidade arenítico-conglomerática equivalente à Formação de Bom Sucesso (paleogénico-miocénico indiferenciados). *Com. Serv. Geol. Port.*, t. 72, fase. 112: 137- 141.
- Barbosa, B. P. (1995) – Alostratigrafia e Litostratigrafia das unidades continentais da Bacia terciária do Baixo Tejo. Relações como eustatismo e a tectónica. Dissertação de Doutoramento, Univ. Lisboa: 253 p.
- Barbosa, B.P. & Pena dos Reis, R. (1989) – Litostratigrafia e modelo deposicional dos sedimentos aluviais do Neogénico superior da Bacia do Tejo (Tomar-Lavre), Portugal. *Com. Serv. Geol. Port.*, t.75: 89-97.
- Barbosa, B.P. & Pena dos Reis, R. (1996) – Geometrias de enchimento, sistemas deposicionais e organização estratigráfica do Pliocénico continental da Bacia Terciária do Baixo Tejo (Portugal). *Com. Inst. Geol. Min.*, 82: 51-86.
- Barra, A. P; Barbosa, B. P; Martins, A. A. & Pena dos Reis, R. (2000) – Significado regional dos depósitos neogénicos continentais da área de Vila de Rei (Portugal Central). *Ciências da Terra (UNL)*, 14: 163-170
- Berggren, W., Olsson, R. (1986) – North Atlantic Mesozoic and Cenozoic palaeobiogeography. In Vogt, P. R e Tucholke, B. E. (Eds.), *The Geology of North América*, vol. M: 565-587.
- Boano, P; Bormioli, D; Carraro, F. & Lanza, R. (1999) – Magnetic stratigraphy of the Villafranchian type-section (Villafranca d'Asti, Italy). *Annali di Geofisica*, 42: N. 1.
- Bonifay, M. F. (1993) – Paleoclimatic correlations between Western european continental and marine areas. Contribution of big Villafranchian fauna. *Ciências da Terra (UNL)*, 12: 111-115.

- Boski, T., Moura, D., Santos, A., Delgao, J., Flores, J. (1995) – Evolução da bacia algarvia (centro) durante o Neogénico. *Mem. N.º4, Univ. do Porto, Mus. Lab. Min. Geol.*: 47-51.
- Boski, T., Moura, D., Veiga – Pires, C., Camacho, S., Duarte, D., Scolt, D., Fernandes, S. (2002) – Postglacial sea – level rise and sedimentary response in the Guadiana Estuary, Portugal/Spain border. *Sedimentary Geology*, 150: 103-123.
- Bourcart, J. & Zbyszewski, G. (1940) – La faune de Cacela en Algarve (Portugal). *Com. Serv. Geol. Port.*, t. XXI: 3-60.
- Braga, M. (1988) – Arenas e depósitos associados da bacia de drenagem do rio Cávado (Portugal). Contribuição para o estudo da arenização. Dissertação de doutoramento, Univ. Minho: 325 p.
- Broin, F. de (2003) – *Neochelys* sp. (Chelonii, Erymnochelyinae), from Silveirinha, early Eocene, Portugal, *Ciências da Terra (UNL)*, 15: 117-132
- Cabral, J. (1995) – Neotectónica em Portugal continental. *Mem. do Inst. Geol. Min. Port.*, 31: 265 p.
- Cachão, M. (1989) – *Contribuição para o estudo do pliocénico marinho português (sector Pomba/Marinha Grande) - micropaleontologia e biostratigrafia*. Provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica. F. C. Univ. Lisboa. 204 p.
- Cachão, M. (1990) – Posicionamento Biostratigráfico da Jazida Pliocénica de Carnide (Pombal). *Gaia*, 2: 11-16.
- Cachão, M. (1995a) – O Neogénico do Algarve: redefinição de unidades litostratigráficas. *Mem. 4, Univ. Porto, Mus. Lab. Min. Geol.*: 63-67.
- Cachão, M. (1995b) – Utilização de Nanofósseis Calcários em Biostratigrafia, Paleoceanografia e Paleoecologia: Aplicações ao Neogénico do Algarve (Portugal) e Mediterrâneo Ocidental (ODP 653) e à problemática de *Coccolithus pelagicus*. Dissertação de Doutoramento, F. C. Univ. Lisboa: 356 p.
- Cachão, M.; Boski, T.; Moura, D.; Dias, R.; Silva, C. M.; Santos, A.; Pimentel, N. & Cabral, J. (1998) – Proposta de articulação das unidades sedimentares neogénicas e quaternárias do Algarve (Portugal). *Com. Inst. Geol. Min.*, 84: A1169-A172.
- Cachão, M. & Silva, C. M. (2000) – The three marine depositional cycles of the Neogene of Portugal. *Ciências da Terra (UNL)*, 14: 303-312.
- Callapez, P. (2003) – Upper Paleocene – Early Eocene mollusks of Silveirinha (Figueira da Foz, West Central Portugal). *Ciências da Terra (UNL)*, 15: 83-90.
- Calvo, J., Daams, R., Morales, J., López-Martínez, N., Agustí, J., Anadon, P., Armenteros, I., Cabrera, L., Civis, J., Corrochano, A., Díaz-Molina, M., Elizaga, E., Hoyos, M., Martín-Suarez, E., Martínez, J., Moissenet, E., Munoz, A., Perez-Garcia, A., Perez-Gonzalez, A., Portero, J., Robles, F., Santisteban, C. & Torres, T., Vander Meulem, A., Vera, J. & Mein, P. (1993) – Up-to-date spanish continental neogene syntesis and paleoclimatic interpretation. *Rev. Soc. Geol. Espana*, 6 (3-4): 29-40.
- Cande, S.C. & Kent, V.D. (1992) - A new geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 97 (10): 13917-13951.
- Cande, S.C. & Kent, V.D. (1995) - Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the late Cretaceous and Cenozoic. *Journal of Geophysical Research*, 100: 6093-6095.
- Cardoso, J. L. (1984) – Pliocénico marinho de Caldas da Rainha e de Pombal. Sedimentologia e micropaleontologia. Enquadramento paleogeográfico e paleoecológico. *Volume d'hommage au Géologue Zbyszewski*. (Ed. recherche sur les civilisations), Paris: 155-196.
- Carvalho, A.M.G. (1968) - Contribuição para o conhecimento geológico da bacia do Tejo. *Mem. Serv. Geol. Portugal*, Lisboa, 15: 217p.
- Carvalho, M. (1998) – Estudo preliminar do Plio – Quaternário do Baixo Mondego: Sector Monte redondo – Pombal. *Com. Inst. Geol. Min.*, 84: A173-A176.

- Chavan, A. (1940) – Les fossiles du Miocène supérieur de Cacela. *Com. Serv. Geol. Port.*, XXI: 61-106.
- Chotfat, P. (1950) – Géologie du Cenozoïque du Portugal. *Com. Serv. Geol. Port.*, XXX: supl., 183 p.
- Cotter, J. C. B. (1956) – (publ. póstuma) O Miocénico marinho de Lisboa. *Com. Serv. Geol. Port.*, XXXVI: supl., 170 p.
- Colin, J. & Antunes, M. T. (2003) – Limnic ostracoda from Silveirinha, Portugal (? Late Paleocene – Lowermost Eocene). *Ciências da Terra, (UNL)*, 15: 91-100.
- Cunha, P. Proença (1991) - Estudo da paleodrenagem das Arcoses de Coja (Portugal Central- Eocénico da Bacia Lusitaniana). 3º *Congresso Nacional de Geologia (Resumos)*, Coimbra, p. 100.
- Cunha, P. (1992a) – Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico Superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra. Dissertação de Doutoramento, Univ. Coimbra: 262 p.
- Cunha, P. (1992b) – Establishment of unconformity-bounded sequences in the Cenozoic record of the western Iberian margin and synthesis of the tectonic and sedimentary evolution in central Portugal during Neogene. *First Congress R.C.A.N.S. "Atlantic General Events During Neogene"* (Abstracts): 33-35.
- Cunha, P. (1994) – Registo estratigráfico e evolução paleogeográfica das bacias terciárias de Portugal Central. *II Congreso del Grupo Espanol del Terciario (Comunicaciones)*, Jaca: 93-96.
- Cunha, P. (1996) – Unidades litostratigráficas do Terciário da Beira Baixa (Portugal). *Com. Inst. Geol. Min.*, 82: 87-130.
- Cunha, P. (1999) – Unidades litostratigráficas do Terciário na região de Miranda do Corvo- Viseu (Bacia do Mondego, Portugal). *Com. Inst. Geol. Min.*, Lisboa, 86: 143-196.
- Cunha, P. (2000a) – Litostratigrafia do Terciário da região Miranda do Corvo – Viseu (Bacia do Mondego, Portugal). *Ciências da Terra (UNL)* 14: 129-140.
- Cunha, P. (2000b) – Paleoalterações e cimentações nos depósitos continentais terciários de Portugal central: importância na interpretação dos processos antigos. *Ciências da Terra (UNL)*, 14: 145-154.
- Cunha, P.; Barbosa, B. & Reis, R. Pena dos (1992) – Proposal of synthesis concerning the Upper Pliocene infilling of the Lusitanian Basin, in the region between the parallels of Aveiro and Setúbal (western central Portugal). *First Congress R.C.A.N.S. "Atlantic General Events During Neogene"* (Abstracts): 37-42.
- Cunha, P.; Barbosa, B. & Reis, R. Pena dos (1993) – Synthesis of the Piacenzian onshore record, between The Aveiro and Setúbal parallels (western Portuguese margin), *Ciências da Terra (UNL)*, 12: 35-42
- Cunha, P. & Martins, A. A. (2000) – Transição do enchimento terciário para o encaixe fluvial quaternário na área de Vila Velha do Rodão (sector NE da Bacia do Baixo Tejo). *Ciências da Terra (UNL)*, 14: 171-182.
- Cunha, P. & Martins, A. A. (2004) – Principais aspectos geomorfológicos de Portugal central, sua relação com o registo sedimentar e a relevante importância do controlo tectónico. *Geomorfologia do Noroeste da Península Ibérica*, Fac. Letras Univ Porto: 151-178.
- Cunha, P. Proença & Pena dos Reis, R. (1989) - Principais ocorrências de paligorskite, em depósitos de idade cretácica superior e "- terciária, em Portugal Central. I" *Reunião Luso-Espanhola de argilas (Resumos)*, p. 22.
- Cunha, P. Proença & Pena dos Reis, R. (1991a) - Proposta de definição formal de unidades litostratigráficas no registo arcóico, paleogénico e mio cénico, do bordo NE da Bacia Lusitaniana - região a NE de Coimbra. 3º *Congresso Nacional de Geologia (Resumos)*, p. 99.
- Cunha, P. & Pena dos Reis, R (1991b) - A etapa sedimentar pliocénica na região de Coimbra - Góis (Bacia Ocidental Portuguesa - Portugal Central). *I Congreso dei Grupo Espanol dei Terciario (Comunicaciones)*, pp. 271-274. .

- Cunha, P. Proença & Pena dos Reis, R. (1992) - Síntese da evolução geodinâmica e paleogeográfica do sector norte da Bacia Lusitânica, durante o Cretácico e Terciário. *III Congreso Geológico de España e VIII Congreso Latinoamericano de Geología (Actas)*, 1: 107-112.
- Cunha, P. Proença & Pereira, D. I. (2000) – Evolução cenozóica da área de Longroiva – Vilarica (NE Portugal). *Ciências da Terra (UNL)*, 14: 89-98.
- Cunha, P., Pimentel, N. & Pereira, I. (2000) – Assinatura tectono-sedimentar do auge da compressão bética em Portugal: a descontinuidade sedimentar Velasiano terminal – Turoliano. *Ciências da Terra (UNL)*, 14: 61-72.
- Daveau, S. *et coll.* (1985-86) – Les bassins de Lousã et Arganil. Recherches géomorphologiques et sédimentologiques sur le massif ancien et sa couverture à l'est de Coimbra. *Mem. Centro de Est. Geog.*, 8, I e II: 450 p.
- De Bruijn, Daams, R.; Daxner-Hack, G.; Fahlbusch, V.; Gjnsburg, L.; Mein, P. & Morales, J. (1992) – Report of the RCMNS working group on fossil mammals, Reissburg 1990. *Newslet. Strat.*, 26(2/3): 65-117.
- Dias, M. (1993) - Contribuição para o estudo das argilas do bordo NW da Bacia Terciária do Tejo entre Rio Maior e Assentiz. *Resumos, Gaia*, 7: 58p.
- Estevens, M. (1998) – Mamíferos marinhos do Neogénico de Portugal. Distribuição geográfica e estratigráfica. *Comu. Inst. Geol. e Mineiro*, 84: A161-A164.
- Estevens, M. (2000) – Miocene marine mammals from Portugal: Paleogeographical and paleoecological significance. *Ciências da Terra (UNL)*, 14: 323-334.
- Estevens, M. (2003) – Miocene marine mammals from Lisbon. *Ciências da Terra (UNL)*, esp. V: A64-A67.
- Estevens, M. (2003) – Miocene marine mammals from Setúbal Peninsula. *Ciências da Terra (UNL)*, esp. V: A60-A63.
- Estravís, C. (1990) – *Russellmys denisae*, un nouvel Apatémyidé (Mammalia) de Silveirinha, Eocène inférieur du Portugal, *Geobios*, 23, 6: 761-765.
- Estravís, C. (2000) – Nuevos mamíferos del Eoceno Inferior de Silveirinha (Baixo Mondego, Portugal). *Col. de Paleontologia*, 51: 281-311.
- Ferreira, A. (1991) – Neotectonics in Northern Portugal. A geomorphological approach. *Z. Geomorph. N. F.*, Berlin, Stuttgart, Suppl.-Bd. 82: 73-85.
- Forst. M.; Brachert, T. & Pais, J. (2000) – High – resolution correlation of coastal Lagos – Portimão Formation (Lower – Middle Miocene, central Algarve, Portugal). *Ciências da Terra (UNL)*, 14: 289-296.
- Gavilán, A; Armenteros, I; Carballeira, J; Corrochano, A; Huerta, P. & Rodríguez, J. M. (2004) – Cuenca del Duero. *Geología de España, Inst. Geol. Min. de Esp.*: 550-556.
- Gignoux, M., (1916) – L'étage Calabrien (Pliocene supérieur marin) Sur le versant NE de l' Apennin, entre le Monte Gargano et Plaisance. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 4, 14: 324-348.
- Haq, B. (1991) – Sequence stratigraphy, sea-level change, and significance for the deep sea. *Publ. Intl. Assoc. Sediment.* 12: 1-36
- Haq, B., Hardenbol, J. & Vail, P. (1987) – Chronology off fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1166.
- Haq, B., Hardenbol, J. & VAIL, P. (1988) - Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In Sea-level changes - an integrated approach. *SEPM, Spec. Publ.* 42: 71-108.
- Harland, W., Armstrong, R., Cox, A., Csaig, L., Smith, D. (1989) – A geologic time scale. *Cambridge Univ. Press Pub.*, 263 p.

- Harrison, C. J. (1983) – A new wader, recurvirostridae (charadriiformes), from the early Eocene of Portugal. *Ciências da Terra (UNL)*, 7: 9-16.
- Heintz, E., (1967) – Données préliminaires sur les Cervidés Villafranchiens de France et d'Espagne. In *Problemes actuels de Paléontologie*. Paris, 6-11 juin, 1966, *Colloq. Int. C.N.R.S.*: 163.
- Hernandez-Pacheco, F. & Crusafont, M. (1960) – Primera caracterización paleontológica del Terciário de Extremadura. *Bol. R. Soc. Esp. Nat.*, 58, (2): 275-282.
- Howarth R. J. & McArthur J. M. (1997) – Statistics for strontium isotope stratigraphy. A robust LOWESS fit to the marine Sr-isotope curve for 0 - 206 Ma, with look-up table for the derivation of numerical age. *Journal of Geology*, 105: 441-456.
- Koufos, G; Kostopoulos D. & Vlachou T. (2005) – Neogene/Quaternary mammalian migrations in Eastern Mediterranean. *Belg. J. Zool.*, 135 (2): 181-190.
- Kullberg, J.C. (1992) – Neogene Tectonics in Portugal. *Ciências da Terra (UNL)*, esp. II: 25-28.
- Legoinha, P. (2001) – Biostratigrafia de Foraminíferos do Miocénico de Portugal (Baixo Tejo e Algarve). Dissertação de Doutoramento, UNL, 241 p.
- Legoinha, P. (2003) – Foraminíferos planctónicos do Miocénico superior do Algarve. Implicações cronostratigráficas. *Ciências da Terra (UNL)*, esp. V: A79-A82.
- Legoinha, P. (2003) – Upper Miocene planktonic foraminifera from Algarve. Chronostratigraphical implications. *Ciências da Terra (UNL)*, 15: 199-208.
- Legoinha, P; Lígia, S. & Pais, J. (1998) – Miocénico inferior de Carcavelos (foraminíferos, palinórmorfos e datações isotópicas). *Com. Inst. Geol. e Mineiro*, 84: A134-A141.
- Legoinha, P; Lígia, S; Pais, J; Ferreira, J; Amado A. R. & Ribeiro, I. (2004) – Miocene lithological, foraminiferal and palynological data from the Belverde borehole (Portugal). *Rev. Esp.de Paleont.*, 19 (2): 243-250. ISSN 0213-6937.
- Lopes, F. C. & Cunha, P. Proença (2000) – Estratigrafia sísmica do Cenozóico na Plataforma Continental Algarvia: interpretação do controle tectónico da sedimentação. *Ciências da Terra (UNL)*, 14: 257-276.
- Lopes, F. C; Gall, Le B. & Pique, A. (1999) – Tectónica cenozóica nos sectores central e oriental da Plataforma Continental Algarvia. *Com. Inst. Geol. e Mineiro*, 86: 121-142.
- Martín-Serrano, A. (1988) - El relieve de la región occidental zamorana. La evolución geomorfológica de un borde del Marcizo Hespérico. *Instituto de Estudios Zamoranos «Florian de Ocampo»*, Zamora, 311p.
- Martins, A. (1999) – *Caracterização morfotectónica e morfossedimentar da Bacia do Baixo Tejo (Pliocénico e Quaternário)*. Dissertação de Doutoramento na Universidade de Évora, 500 p.
- Martins, A. A; Barbosa, B. & Pena-dos-Reis, R. (1998) – Os conglomerados de Rio de Moinhos (Abrantes – Portugal Central). *Com. Inst. Geol. Min.*, 84: A142-A143.
- Mein, P. (1990) – Updating of MN zones. In: Lindsay, Fahlbusch & Mein (eds), *European Neogene Mammal Chronology*, Plenum press, New York and London : 73-90.
- Mein, P. (1999) – European Miocene Mammal Biochronology. In : ROSSNER & HEISSIG (eds), *The Miocene Land Mammals of Europe*, Verlag.Dr Friedrich Pfeil., Munchen : 25-38.
- Mein, P. (2000) – La Biochronologie des Mammifères néogènes d'Europe: L'échelle MN, son application à la succession des faunes du Portugal. *Ciências da Terra (UNL)*, 14: 335-342.
- Miall, A. (1985) – Architectural-element analysis: a new method of facies analyses applied to fluvial deposits. *Earth Se. Rev.*, 22: 263-308.

- Molina E., Gonzalvo C., Ortiz S. & Cruz L.E. (2006) – Foraminiferal turnover across the Eocene-Oligocene transition at Fuente Caldera, southern Spain: no cause-effect relationship between meteorite impacts and extinctions. *Marine Micropaleontology*, 58(4): 270-286.
- Moura, D. & Boski, T. (1999) – Unidades litostratigráficas do Pliocénico e Plistocénico no Algarve, *Com. Inst. Geol. Min.*, 86: 85-106.
- Moura, D., Boski & Dias R. (1998) – Sedimentação detrítica durante o Pliocénico e Plistocénico no Algarve Central. *Com. Inst. Geol. Min.*, 84: A177-A180.
- Muller, C. (1984) – Climatic evolution during the Neogene and Quaternary evidenced by marine microfossil assemblages. *Paleobiol. Cont.*, 14: 2, 359-369.
- Nascimento, A (1978) – Notes sur la Géologie et la Paléontologie du Miocène de Lisbonne. XXII - Une espèce nouvelle, *Pokornyella lusitanica* (Ostracoda), dans le Miocène inférieur du bassin du Tage. *Ciências da Terra (UNL)*, 4: 47-58.
- Nascimento A. (1981) – Les Ostracodes du Miocène inférieur de la région de Lisbonne (Bassin du Tage). *Ciências da Terra, (UNL)*, 6: 189-196.
- Nascimento, A (1983) – The ostracoda fauna of the portuguese Neogene and its relationships to those from the Atlantic and Mediterranean Basins, In: Applications of Ostracoda. *Proceedings Eighth Intern. Symposium on Ostracoda*, R F. Maddocks edit., Houston: 429-436.
- Nascimento, A (1984) – *Aurila zbyszewskii* (Ostracoda) espèce nouvelle du Miocène Supérieur du Portugal. *Edit. Recherchesurles Civilizations*, Paris, vol. D'Hommage au géologue G. ZBYSZEWSKI: 333-338, 1 pl.
- Nascimento, A (1988) – *Ostracodos do Miocénico da bacia do Tejo: sistemática, biostratigrafia, paleoecologia, paleogeografia e relações Mediterrâneo-Atlântico*. Dissertação de Doutoramento, Universidade Nova de Lisboa, 305 p.
- Nascimento, A (1989) – Nouvelles espèces d'ostracodes du Miocène du Bassin du Tage. *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, 10: 107-126.
- Nascimento, A (1990) – Tentative ostracode biozonation of the Portuguese Neogene. *Cour. Forsch. - Inst. Senckenberg*, Frankfurt am Main, 123: 181-190.
- Nascimento, A (1993) – Application of abundances of *Cyprideis* group taxa and marine species to the reconstitution of Aquitanian paleoenvironments in Tagus Basin (Portugal). In: *Ostracoda in the Earth and life sciences*, A A Balkema, Rotterdam: 229-239.
- Pacheco, F. & Matias, R. (2003) – Caracterização tecnológica preliminar da fracção < 63 µm de uma unidade arenosa do Complexo do Barracão a Norte da falha de Roussa (Pombal) *Ciências da Terra (UNL)*, esp V: F117-F120
- Pais, J. (1972) – Fósseis de *Quercus suber* L. provenientes de formações cenozóicas continentais do Alentejo. *BoI. Mus. Lab. Min. Geol. Fac. Ciências*, Lisboa, 13 (1).
- Pais, J. (1973) – Vegetais fósseis de Ponte de Sôr, *BoI. Soc. Geol. Portugal*, Lisboa, 18 (2-3).
- Pais, J. (1978 a) – Contributions à la paléontologie du Miocène moyen continental du Bassin du Tage. V - Les végétaux de Póvoa de Santarém (Note Préliminaire). *Ciências da Terra (UNL)*, 4: 103-108.
- Pais, J. (1978 b) – Notes sur la géologie et la paléontologie du miocène de Lisbonne. XXI Primeira caracterização de dinoflagelados dos níveis mais baixos da série miocénica de Lisboa. *Ciências da Terra (UNL)*, 4: 31-46.
- Pais, J. (1979) – Végétation de la basse vallée du Tage (Portugal) au Miocène. VIII Int. Cong. Mediterranean Neogene. *Ann. Géol. Pays Helleniques*, Athens, vol. hors sér. (11): 933-942.
- Pais, J. (1981) – Contribuição para o conhecimento da vegetação miocénica da parte ocidental da Bacia do Tejo. Dissertação de doutoramento, Univ. Nov. Lisboa, 328 p.

- Pais, J. (1982) - *O Miocénico do litoral sul português. Ensaio de síntese*. Estudo complementar para obtenção do grau de Doutor. Univ. Nov. Lisb., 47 p.
- Pais, J. (1986) – Évolution de la végétation et du climat pendant le Miocène au Portugal. *Ciências da Terra (UNL)*, 8: 179-191.
- Pais, J. (1989) – Evolução do coberto florestal em Portugal no Neogénico e no Quaternário. *Com. Inst. Geol. Min.*, 75: 67-72.
- Pais, J. (1990) – Evolução do coberto florestal no Neogénico e no Quaternário. *Com. Serv. Geol. Port.*, 75: 67-72.
- Pais, J. (1992) – Contributions to the Eocene palaeontology and stratigraphy of Beira Alta, Portugal: III – Eocene plant remains from Naia and Sobreda (Beira Alta, Portugal). *Ciências da Terra (UNL)*, 11: 91-108.
- Pais, J. (2004) – The Neogene of the Lower Tagus Basin (Portugal). *Rev. Esp. Paleon.*, 19 (2): 229-242. ISSN 0213-6937
- Pais, J. & Dias, R (2006) - Cartografia Geológica do Cenozóico da Área Metropolitana de Lisboa. In: Costa, C. (edit.) - *Cartografia geológica aplicada a áreas urbanas. O caso da área Metropolitana de Lisboa*: 62-72.
- Pais, J. & Legoinha, P. (1995) – Subsidência da Bacia do Baixo Tejo no Miocénico inferior e médio. *Mus. Lab. Miner. Geol.*, Porto, Mem. 4: 107-109.
- Pais, J.; Legoinha, P.; Elderfield, H.; Sousa, L. & Stevens, M. (2000) – The Neogene of Algarve (Portugal). *Ciências da Terra (UNL)*, 14: 277-288.
- Pais, J., Legoinha, P. & Kullberg, J. (1991) – Novos elementos acerca do Neogénico do Portinho da Arrábida (Serra da Arrábida). *III Cong. Nac. Geologia, Coimbra*, 122 p.
- Pais, J; Lopes, C. S; Legoinha, P; Ramalho, E; Ferreira, J; Ribeiro, I; Amado, A. R; Sousa, L; Torres, L; Baptista, R. & Pena-dos-Reis (2003) – Sondagem de Belverde (Bacia do Baixo Tejo, Península de Setúbal, Portugal). *Ciências da Terra (UNL)*, esp. V: A99-A102.
- Pais, J; Pais, C; Pereira, V. & Barbosa, B. (1999) – Areias de Vale de Santarém Estratigrafia e Palinologia. *Ciências da Terra (UNL)*, 13: 23-24.
- Pareto, L., (1865) – Note sur les subdivisions que l'on pourrait établir dans les terrains tertiaires de l'Apennin septentrional. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 22: 210-277.
- Pena-dos-Reis, R. (1979) – La Formation Argilo-Greseuse et Conglomératique de Senhora do Bom Sucesso (Portugal). Etude sédimentologique. *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra*, 87: 3-18.
- Pena-dos-Reis, R. (1983) – *A sedimentologia de depósitos continentais. Dois exemplos do Cretácico Superior - Miocénico de Portugal*. Dissertação de doutoramento, Univ. de Coimbra, 404 p.
- Pena-dos-Reis, R; Antunes, M. T. & Pais, J. (2001) – Estratigrafía y arquitectura depositacional del “Complejo de Benfica” en la región de Lisboa, Portugal. *Geogaceta*, 29: 91-94. ISSN 0213683X
- Pena-dos-Reis, R. & Cunha, P.(1986) – A organização sedimentológica e litostratigráfica do enchimento detrítico basal da Bacia da Lousã (Portugal). Comunicação apresentada no 2º Congresso Nacional de Geologia, Lisboa, *Maleo*, 2, (13): 37-38.
- Pena-dos-Reis, R. & Cunha, P.(1988) – Los rellenos terciarios en dos regiones del borde occidental del Macizo Hesperico (Portugal Central). *II Congreso Geológico de España, Granada, Comunicaciones*, 1: 149-152.
- Pena-dos-Reis, R. & Cunha, P. (1989a) – Comparacion de los rellenos terciarios en dos regiones del borde occidental del Macizo Hespérico (Portugal Central). In: DABRIO, C. J. { Ed}. *Paleogeografia de la Meseta norte durante el Terciário. Stv. Geol. Salaman. Ediciones Universidad de Salamanca*, esp. 5: 253-272.

- Pena-dos-Reis, R. & Cunha, P. (1989b) – A definição litostratigráfica do Grupo do Buçaco na região de Lousã, Arganil e Mortágua (Portugal). *Com. Serv. Geol. Port.*, 75: 99-109.
- Pena-dos-Reis, R.; Cunha, P.; Barbosa, B.; Antunes, M. T. & Pais, J. (1992) – Mainly continental Miocene and Pliocene deposits from Lower Tagus and Mondego Tertiary basins. *Ciências da Terra* (UNL), esp. II: 37-56.
- Pena-dos-Reis, R; Pais, J. Pais & Antunes, M. T. (1991a) – Sedimentação aluvial na região de Lisboa – o “Complexo de Benfica”. *3º Congresso Nacional de Geologia*, 131 p.
- Pena-dos-Reis, R.; Rela, M.; Cunha, P. & Pinto, A. (1991b) – Estudo da proveniência dos feldspatos potássico detríticos das Arcoses de Côja (Eocénico superior) (região de Arganil - Portugal central). *Mem. e Not.*, 111: 147-168.
- Pena-dos-Reis, R.; Soares, A. & Antunes, M. T. (1981) – As areias e argilas de Silveirinha (I - aspectos sedimentológico; 11 - aspectos paleontológicos). *Mem. e Not.*, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra, 91-92: 246-267.
- Pereira, D. I. (1989) – Sedimentologia e estratigrafia dos depósitos quaternários do rio Minho (região de S. Pedro da Torre). *Provas A.P.C.C.*, Univ. Minho, 132p.
- Pereira, D. I. (1991) – Evolução quaternária do rio Minho na região entre S. Pedro da Torre e Valença. *Mem. Not. Pub. Mus. Lab. Min. Geol.* (Univ. Coimbra), 112 (B): 327-347.
- Pereira, D. I (1997) – Sedimentologia e estratigrafia do Cenozóico de Trás-os-Montes oriental (NE Portugal). Dissertação de Doutoramento, Univ. do Minho, 341 p.
- Pereira, D. I (1998) – Enquadramento estratigráfico do Cenozóico de Trás-os-Montes oriental. *Com. Inst. Geol. Min.*, 84, (I): A126-A129.
- Pereira, D. I (1999) – Terciário de Trás-os-Montes oriental: evolução geomorfológica e sedimentar. *Com. Inst. Geol. Min.*, 86: 213-226.
- Pereira, D. I. & Brilha, J. (2000) – Mineralogia da fracção argilosa da Formação de Vale Álvaro (Bragança, NE Portugal), *Ciências da Terra* (UNL), 14: 83-88.
- Pereira, P; Cachão, M. & Silva. C. (2003) – Asteroidea (Echinodermata) do Miocénico da Bacia do Baixo Tejo – Sado. *Ciências da Terra* (UNL), esp. V: A106-A109.
- Pereira, P; Cachão, M; Silva. C.; Dantas, P. & Smith, A. B. (2003) – Clypeasteroidea (Echinodermata, Echinoidea) do Miocénico de Portugal. *Ciências da Terra* (UNL), esp. V: A110-A113.
- Pereira, D. I & Cunha, P. (1999) – Aspectos geológicos e geomorfológicos do Cenozóico da região de Longroiva – Vilariça (NE Portugal): implicações na interpretação da elaboração da paisagem regional. *Encontros de Geomorfologia (Comunicações)*, Univ. de Coimbra: 53-60.
- Pereira, D. I; Cunha, P; Alves, M. & Araújo, M. (2000) – Estratigrafia e interpretação paleogeográfica do Cenozóico continental no norte de Portugal. *Ciências da Terra* (UNL), 14: 73-84.
- Pimentel, N. L (1997) – O Terciário da bacia do Sado, sedimentologia e análise tectono-sedimentar. Dissertação de Doutoramento, Univ. Lisboa, 381 p.
- Pimentel, N. L (1998a) – Tectono-sedimentary evolution of the Sado basin (Tertiary, southern Portugal). *Com. Inst. Geol. Min.*, 84: A145-A148.
- Pimentel, N. L (1998b) – A Formação de Vale do Guizo (Paleogénico) a Sul de Alcácer do Sal. *Com. Inst. Geol. Min.*, 84: A149-A152.
- Pimentel, N. L (1998c) – A Formação de Esbarrondadoiro (Miocénico superior, Bacia do Sado), sedimentologia e paleogeografia. *Com. Inst. Geol. Min.*, 84: A153-A156.
- Pimentel, N. L & Azevêdo, T. M. (1990) – Terraços fluviais e remobilização de Rañas, o exemplo do Rio Sado. *Cuaternario y Geomorfologia*, 4: 119-129.

- Pimentel, N. L. & Azevêdo, T. M. (1995) – Dados para a discussão da génese da bacia do Tejo-Sado no Paleogénico. 40 Congresso Nacional de Geologia. *Mem. Mus. e Lab. Min. e Geol.*, 4: 897-902.
- Poag, C. & Miller, K. (1986) – In Vogt, P. R e Tucholke, B. E. - *The Geology of North América*, vol. M: 547-564.
- Poças, M. E. (2004) – Contribuição da Palinologia para a caracterização paleoecológica e paleoclimática do Cenozóico a norte do Douro. Dissertação de Mestrado, Universidade do Minho, 116 p.
- Poças, M. E; Pereira, D. I. & Pais, J. (2003) – Análise palinológica preliminar da Formação de Vale Álvaro (Bragança, NE Portugal). *Ciências da Terra (UNL)*, esp. V: A130-A133.
- Pomerol Ch. (1973) Stratigraphie et Paléogéographie Ère Cénozoïque (Tertiaire et Quaternaire). *Doin ed.* 8, Paris: 269 p.
- Rage, J. C. & Augé, M. (2003) – Amphibians and squamate reptiles from lower Eocene of Silveirinha (Portugal); *Ciências da Terra (UNL)*, 15: 103-116.
- Ramalhal, F.J.S. (1968) - Estudo geológico e sedimentológico dos depósitos discordantes dos arredores de Bragança. *Instituto de Investigação Científica de Angola*, Luanda, 115p.
- Ramos, V. (1999) – Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Lab. de Tectónica Andina, Episodes*, 22, 3, Univ de Buenos Aires, Argentina.
- Repenning, C. (1980) – Faunal exchanges between Siberia and North America. *Cano J. Anthropol.*, 1: 37-44.
- Ribeiro, A. (2006) – A evolução geodinâmica de Portugal. Em *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria* (Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. & Kullberg, Editores). *Univ. Évora*, Évora: 1-27.
- Ribeiro, A., Antunes, M. T., Ferreira, M. P.; Rocha, R. B., Soares, A F., Zbyszewski, G., Moitinho de Almeida, F., Carvalho, D. DE & Monteiro, J. H. (1979) – Introduction à la géologie générale du Portugal. *Serv. Geol. de Port*, 114 p.
- Ribeiro, A. & Cabral, J. (1986) – The neotectonic regime of the West Iberia margin: a transition from passive to active? *Maleo*, 13, 38 p.
- Ribeiro, A., Cabral, J., Baptista, R, Matias, L. (1996) – Stress Pattern in Portugal Mainland and the Adjacent Atlantic Region, West Iberia. *Tectonics*, 15: 641-659.
- Ribeiro A., Dias R, Silva J. (1995) – Genesis of the Ibero-Armorican Arc. *Geodin.* 8/2: 173-184.
- Ribeiro, A., Kullberg, M., Kullberg, J., et al (1990) – A Review of Alpine Tectonics in Portugal: Foreland Oetachment in Basement and Cover Rocks. *Tectonophysics* 184: 357-366.
- Ribeiro, A. & Silva, J. (1997) – Portugal Encyclopedia of European and Asian Regional Geology. In: Moores E., Fairbridge R (Eds.), Chapman and Hall, London, 611-618.
- Rocha, A. & Martins, J. Ferreira (1953) – Estudo dos foraminíferos fósseis do Pliocénico da região de Pombal. *Rev. Fac. Ciências Lisboa.*, 2.1 sec., C - Ciências Naturais, III, fas. I: 129-156.
- Santisteban, J.I., Martín-Serrano, A., Mediavilla, R. & Molina, E. (1991) - Introducción a la Estratigrafia del Terciario del SO de la Cuenca del Duero, en *Alteraciones y Paleoalteraciones en la morfología del Oeste Peninsular*. SEG/ITGE. Monografía 6: 185-198.
- Santos, A. & Boski, T. (1998) – Estudo paleoecológico da Ribeira de Cacela (Miocénico Superior, Algarve): uma abordagem preliminar. *Com. Inst. Geol. Min.*, 84: A157-A160.
- Santos, A., Boski, T., Cachão, M., Moura, O., Fonseca, L., (1998a) – Jazida fossilífera de Canceleda (Parque Natural da Ria Formosa, Algarve): um exemplo de Património Paleontológico a salvar. V Congresso Nacional de Geologia, *Com. Inst. Geol. Min.*, 84/2: G26-G29.

- Santos, A., Boski, T., Silva, C. M., Cachão, M., Moura, O., Fonseca, L., (1998b) – Cancela's Paleontological Heritage in the Ria Formosa Natural Park (Algarve, Portugal). *Com. XIV Jornadas Paleontológicas*, Tenerife: 157-160.
- Sequeira, A., Cunha, P. P. & Sousa, M. B. (1997) – A reactivação de falhas, no intenso contexto compressivo desde meados do Tortoniano, na região de Espinhal-Coja-Caramulo (Portugal central). *Com. Inst. Geol. Min.*, 83: 95-126.
- Sen, S., Antunes, M.T, Pais, J. & Legoinha, P. (1992) – Bio and magnetostratigraphy of two Lower Miocene sections, Tagus basin (Portugal). *Ciências da Terra (UNL)*, 11: 173-184.
- Sierro, F. (1984) – *Foraminíferos planctónicos y bioestratigrafía del Mioceno superior - Plioceno del borde occidental de la cuenca del Guadalquivir (S.O. de Espana)*. Tesis Doctoral. Universidad de Salamanca, 391 p.
- Sierro, F. (1985) – The replacement of the *Globorotalia menardii* group by the *Globorotalia miotumida* group: an aid to recognizing the Tortonian-Messinian boundary in the Mediterranean and the adjacent Atlantic. *Marine Micropaleontology*, 9: 525-535.
- Sierro, F., Flores, J., Civis, J., González-Delgado, J. & Francés, G. (1993) – Late Miocene globorotaliid event-stratigraphy and biogeography in the NE-Atlantic and Mediterranean. *Marine Micropaleontology*, 21: 143-168.
- Sierro, F., González-Delgado, J., Dabrio, C., Flores, J. & Civis, J. (1996) – Late Neogene depositional sequences in the foreland basin of Guadalquivir (SW Spain). In P.E Friend & C.J. Dabrio (Eds.) *Tertiary basins of Spain*, Cambridge University Press: 339-345.
- Silva, C. M., (2001) – Gastrópodes Pliocénicos Marinhos de Portugal – Sistemática, Tafonomia, Paleoecologia, Paleobiogeografia. Dissertação de Doutoramento, Univ. de Lisboa, 747 p.
- Silva, C. M., (2003) – Posicionamento estratigráfico da malacofauna pliocénica marinha de Portugal. Implicações paleoceanográficas, *Ciências da terra (UNL)*, esp. V: A154 – A157.
- Silva, A. P; Rocha, F; Legoinha, P; Pais, J; Antunes, M. T. & Gomes, C. (2000) – Miocene sediments from Foz da Fonte and Penedo sections (Lower Tagus basin): clay minerals and isotopic data. *Ciências da Terra (UNL)*, 14: 191-202.
- Srivastava, S. P., Schouten, H., Roest, W. R., Klitgord, K. O., Kovacs, L. C., Verhoef, J. & Macnab, R. (1990) – Iberian plate kinematics: a jumping plate boundary between Eurasia and Africa. *Nature*, 344: 756-759.
- Soares, A. Ferreira (1966) – Estudo das formações pós-jurássicas na região entre Sargento-Mor e Montemor-o-Velho (margem direita do Rio Mondego). *Rev. Fac. Ciênc. Univ. Coimbra*, XL.
- Soares, A. Ferreira (1980) – A "Formação Carbonatada" Cenomano-Turoniana na região do Baixo Mondego. *Com. Serv. Geol. Port.*, 66: 99-109.
- Soares, A. Ferreira & Pena-dos-Reis, R. (1980) – Considerações sobre as unidades litostratigráficas pósjurássicas na região do Baixo Mondego. *Livro de Homenagem a Orlando Ribeiro*, Lisboa: 183-202.
- Soares, A. Ferreira & Rocha, R. B. (1984) – Algumas reflexões sobre a sedimentação jurássica na Orla Mesoceno-zóica Ocidental de Portugal. *Mem. e Not., Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra*, 97: 133-142.
- Soares, A. Ferreira & Rocha, R. B. (1985) – Profil d'un géologue. Motif pour une réflexion sur la sédimentation jurassique dans la bordure occidentale du Portugal. *Cahiers Univ. Catho. Lyon*, sér. Sci., 14: 255-264.
- Soares, A. Ferreira, Barbosa, B. & Pena dos Reis, R. P. B. (1982) – Esboço de enquadramento cronostratigráfico das unidades liticas pós-jurássicas da Orla Meso-Cenozóica Ocidental entre os paralelos de Pombal e Aveiro. *Memórias e Notícias, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra*, 93: 77-91.
- Soares, A. Ferreira, Cunha, L. & Marques, J. Fonseca (1989) - Depósitos quaternários do Baixo Mondego. Tentativa de coordenação morfogenética. *Actas 11 Reunião do Quaternário Ibérico*. Madrid, (no prelo).

- Soares, A. Ferreira, Marques, J. Fonseca & Rocha, R B. (1985) – Contribuição para o conhecimento geológico de Coimbra. *Mem. e Not.*, Publ. Mus. Lab. Mineral. Geol. Univ. Coimbra, 100: 41-71.
- Soares, A. Ferreira, Pena dos Reis, R P. B. & Daveau, S. (1983) – Tentativa de correlação das unidades litostratigráficas da região do Baixo Mondego com as das Bacias de Lousã e Arganil. *Mem. e Not.*, Pub. Mus. Lab. Min. Geol. Univ. Coimbra, 96: 3-19.
- Soares, A. Ferreira, Rebelo, F. & Marques, J. Fonseca (1985) – O perfil longitudinal do Rio Dueça a jusante de Miranda do Corvo. *Actas I Reunião do Quaternário Ibérico*. Lisboa, 11: 345-353.
- Soares, A. Ferreira, Lapa, M. L. R & Marques, J. F. (1986) – Contribuição para o conhecimento da litologia das unidades meso-cenozóicas da Bacia Lusitaniana a norte do "acidente" da Nazaré (sub-zona setentrional). *Mem. e Not.*, Publ. Mus. Lab. Min.. Geol. Univ. Coimbra, 102: 23-41.
- Soares, A. Ferreira, Rocha, R. B., Elmi, S., Henriques, M. H., Mouterde, R, Almeras, Y., Ruget, C., Marques, J. F., Duarte, L., Carapito, M. C. & Kulberg, J. C. (1988) – Essai d'interpretacion dynamique de la paléogéographie du bassin Lusitanien (secteur Nord) depuis 1e Trias jusqu'au Dogger. *Com. 3º Col Estr. Paleog. Jurássico Espana*, Logrono.
- Soares, A. Ferreira, Rocha, R. B., Elmi, S., Henriques, M. H., Mouterde, R, Almeras, Y., Ruget, C., Marques, J. F., Duarte, L., Carapito, M. C. & Kulberg, J. C. (1990) – Évolution sédimentaire du secteur Nord-Lusitanien du Trias au Callovian. *Abstracts of the 6th Meeting of the European Geological Societies*, Lisboa, p.79.
- Stanley, S. (1986) – Earth and Life Through Time: New York, W.H. Freeman and Co., 690 p.
- Steininger, F. (1999) – Chronostratigraphy, Geochronology and Biochronology of the Miocene "European Land Mammals Mega-Zones" (ELMMZ) and the Miocene "Mammal-Zones (MN-zones)". In: Rossner & Heissig (eds), *The Miocene Land Mammals of Europe*, Verlag Dr Friedrich Pfeil., Munchen : 9-24.
- Steininger, F. & Rögl, F (1985) – Paleogeography and palinspastic reconstruction of the Neogene of the Mediterranean and Paratethys. In : Dixon (ed.), *The Geological Evolution of the Eastern Mediterranean*, Geological Society, sp. publ., 17: 659-668.
- Steininger, F.; Bernor, R. & Fahlbusch, V (1990) – European Neogene Marine/continental chronologic correlations. In: Rossner & Heissig (eds), *The Miocene Land Mammals of Europe*, Verlag Dr Friedrich Pfeil., Munchen : 15-26.
- Stern, C.R. (2004) – Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista Geológica de Chile*, 31, 2, 161-206.
- Szyndlar, Z. (2000) – The snakes (Reptilia, Serpentes) of the Miocene of Portugal. *Ciências da Terra (UNL)*, 14, 359-364.
- Teixeira, C. (1952a) – Flora fóssil do Miocénico de Esbarrondadoiro, Odivelas. Separata do XXXIII, *Com. Serv. Geol. Port.*, 8 p.
- Teixeira, C. (1952b) – Flora fóssil do Pliocénico de Vale de Santarém. *Com. Serv. Geol. Port.*, XXXIII: 51-64.
- Teixeira, C. & Berthois, L. (1952) – Sur une spongolithe a diatomées de S. Martinho do Bispo, Coimbra (Portugal). *Com. Serv. Geol. Port.*, XXXIII: 5-18.
- Teixeira, C. & Pais, J. (1976) – Introdução à Paleobotânica: As grandes fases da evolução dos vegetais, 210 p.
- Teixeira, C. & Zbyszewski, G. (1951) – Note sur le Pliocène de la région à l'Ouest de Pombal. *Comun. Serv. Geol. Portugal*, 32, II parte: 295-302.
- Terrinha, P; Rocha, R; Rey, J; Cachão, M; Moura, D; Roque, C; Martins, L; Valadares, V; Cabral, J; Azeredo, M. R; Barbero, L; Clavijo, E; Dias, R. P; Gafeira, J; Matias, L; Madeira, J; Silva, C. M; Munhá, J; Rebelo, L; Ribeiro, C; Vicente, J. & Youbi, N. (2006) – A bacia do Algarve: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. Em *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria* (Dias, R., Araújo, A., Terrinha, P. & Kullberg, Editores). Univ. Évora, Évora, 247-316.

- Thordarsson, Th. & Höskuldsson, A. (2002) – *Classic Geology in Europe 3*, ICELAND. ISBN1-903544-06-8, 200 p.
- Vieira, M; Pais, J. & Pereira, D. (2006) – Contribution of the palynology for the understanding of the Portuguese Pliocene. IV *Encontro de Jovens Investigadores de Paleontología*, Salamanca: 121-122.
- Wicander, R. & Monroe, J. S. (2000) – Historical Geology: Evolution of Earth and life through time, third edition, Thomson Brooks/Cole: 412-524.
- Wicander, R. & Monroe, J. S. (2004) – Historical Geology: Evolution of Earth and life through time, fourth edition, Thomson Brooks/Cole: 328-383.
- Zbyszewski, G; Feio, M. & Almeida, F. M. (1950) – Contribuição para o conhecimento dos terrenos terciários do Alentejo. *XIII congresso Luso-Espanhol para o progresso das ciências*, separata do t. V, 4ª secção, Ciências Naturais: 509-530.

Cartas geológicas e notícias explicativas

- Antunes, M. Telles (1983) – Notícia Explicativa da Folha 39-C (Alcácer do Sal). Carta Geológica na escala 1:50.000. *Serv. Geol. Port.*, 58 p.
- Antunes, M.T. (1984b) – Cenozóico - Estratigrafia: Orla algarvia. In Notícia explicativa Folha 7 da Carta Geológica de Portugal, esc. 1:200 000 (coord. J.T. Oliveira): 60-64.
- Barbosa, B. P. (1981) – Carta geológica de Portugal, escala 1/50 000. Notícia explicativa da folha 16-C (Vago). *Serv. Geol. de Portugal*, 60 p.
- Manuppella G. (Coord.) (1992) – Carta geológica da região do Algarve, escala 1/100. 000. Notícia explicativa da Carta Geológica da região do Algarve. *Serv. Geol. Portugal*, 15 p.
- Manuppella G; Antunes, M. T; Pais, J. & Ramalho, M (1999) – Notícia Explicativa da Folha 38-B (Setúbal). Carta Geológica na escala 1:50.000. *Inst. Geol. Min.*, 143 p.
- Manuppella G; Ramalho, M; Antunes, M. T. & Pais, J. (1987) – Notícia Explicativa da Folha 53-B (Tavira). Carta Geológica na escala 1:50.000. *Serv. Geol. Port.*, 36 p.
- Manuppella G; Zbyszewski, G. & Ferreira, O. (1978) – Notícia Explicativa da Folha 23-A (Pombal). Carta Geológica na escala 1:50.000. *Serv. Geol. Port.*, 62 p.
- Oliveira, J. T; Pereira, E; Ribeiro, L; Ramalho, M; Dias, R. & Pais, J. Carta Geol. de Portugal Cont., 1:1000 000, versão provisória, *INETI*.
- Pais, J; Moniz, C; Cabral, J; Cardoso, J. L; Legoinha, P; Machado, S; Morais, M. A; Lourenço, C; Ribeiro, M. L; Henriques, P. & Falé, P. (2006) – Notícia Explicativa da Folha 34-D (Lisboa). Carta Geológica na escala 1:50.000. *INETI*, 74 p.
- Pereira, E. (2000) – Carta Geológica de Portugal na escala 1/200 000, Folha 2. *Publ. do Inst. Geol. e Mineiro*.
- Rocha, R; Ramalho, M; Antunes, M. T. & Coelho, A. V. P. (1983) – Notícia Explicativa da Folha 52-A (Portimão). Carta Geológica na escala 1:50.000. *Serv. Geol. Port.*, 57 p.
- Rocha, R; Marques, B; Antunes, M. T. & Pais, J. (1989) – Notícia Explicativa da Folha 52-B (Albufeira). Carta Geológica na escala 1:50.000. *Serv. Geol. Port.*, 36 p.
- Teixeira, C; Manuppella G; Zbyszewski, G. & Assunção C. T. (1968) – Notícia Explicativa da Folha 23-C (Leiria). Carta Geológica na escala 1:50.000. *Serv. Geol. Port.*, 99 p.
- Zbyszewski, G (1953) – Notícia Explicativa da Folha 31-A (Santarém). Carta Geológica na escala 1:50.000. *Serv. Geol. Port.*, 16 p.
- Zbyszewski, G (1965) – Notícia Explicativa da Folha 22-B (Vieira de Leiria). Carta Geológica na escala 1:50.000. *Serv. Geol. Port.*, 20 p.

Zbyszewski, G. & Almeida, F. M. (1960) – Notícia Explicativa da Folha 26-D (Caldas da Rainha). Carta Geológica na escala 1:50.000. *Serv. Geol. Port.*, 56 p.

Zbyszewski, G. & Assunção, C. (1965) – Notícia Explicativa da Folha 22-D (Marinha Grande). Carta Geológica na escala 1:50.000. *Serv. Geol. Port.*, 45 p.

Zbyszewski, G. & Ferreira, V de (1968) – Notícia Explicativa da Folha 31-C (Coruche). Carta Geológica na escala 1:50.000. *Serv. Geol. Port.*, 43 p.

Sites consultados

Adams J., A quick background to the Pliocene, Environmental Sciences Division, Oak Ridge National Laboratory
<http://www.esd.ornl.gov/projects/qen/pliocene>. (ultima consulta em 15/07/2008).

Aguirre, E. & Pasini, G. (1985) – The Pliocene – Pleistocene Boundary. International Commission on Stratigraphy.
<http://www.stratigraphy.org/> (ultima consulta em 15/10/2008).

Allen G. Collins Dave Polly A.R. Palmer & J. Geissman, Univ. Berkeley,
<http://www.ucmp.berkeley.edu/cenozoic/cenozoic.html>- (ultima consulta em 15/07/2008).

Alles, D. Part Three: The Integration of Biological Knowledge. Major Events in the Cenozoic Era
<http://fire.biol.wvu.edu/trent/alles/Cenozoic.pdf> (ultima consulta em 16/07/2008).

Andeweg, B., Cenozoic tectonic evolution of the Iberian Peninsula. Faculty of Earth and Life Sciences, Amsterdam.
<http://www.geo.vu.nl/~andb/iberia/index-en.html> (ultima consulta em 16/07/2008).

Anónimo. A origem e Evolução dos Mamíferos. Beletim do C.P.G.P., Série III, nº 1. Centro Português de Geo-História e Pré-História
<http://cpgp.planetaclix.pt/> (ultima consulta em 16/07/2008).

Anónimo, Cenozoic. Babylon dictionary.
<http://www.babylon.com/definition/cenozoic/Portuguese> (ultima consulta em 16/07/2008).

Anónimo, Cenozoic Mammals: Guilds and Trends HowComYouCom
<http://www.howcomyoucom.com/originoflife/cenozoic.htm> (ultima consulta em 15/07/2008).

Anónimo, Cenozoic Era, Geology And Oceanography
<http://reference.allrefer.com/encyclopedia/C/Cenozoic.html> (ultima consulta em 16/07/2008).

Anónimo, Cenozoic Era Paleobiology: The Age of Mammals. The virtual fóssil museum.
http://www.fossilmuseum.net/Paleobiology/Cenozoic_Paleobiology.htm (ultima consulta 30/07/08).

Anónimo, Center for Educational Technologies and the COTF/Classroom of the Future Wheeling Jesuit University.
<http://www.cotf.edu/ete/modules/msese/earthsysflr/geotime.html> (ultima consulta em 16/07/2008).

Anónimo, Convert Cenozoic-Mesozoic Timescales ODSN - Ocean Drilling Stratigraphic Network
http://www.odsn.de/odsn/services/conv_ts/conv_ts.html (ultima consulta em 15/07/2008).

Anónimo, Effects of Past Global Change on Life. Commission on Geosciences, Environment and Resources. The National academies press.
http://books.nap.edu/openbook.php?record_id=4762&page=121 (ultima consulta em 16/07/2008).

Anónimo, Geologic Time Line, San Diego Natural History Museum
<http://www.sdnhm.org/fieldguide/fossils/timeline.html> (ultima consulta em 15/07/2008).

Anónimo, Geological Time Scale for the origins and evolution of life.
<http://www.ecotao.com/holism/bp.htm> (ultima consulta em 16/07/2008).

- Anónimo, International Commission on Stratigraphy
<http://www.stratigraphy.org/ceno.htm> (ultima consulta em 15/07/2008).
- Anónimo, International Commission on Stratigraphy
<http://www.stratigraphy.org/> (ultima consulta em 15/07/2008).
- Anónimo, Microfossil Collection, About Our Holdings Univ. Berkeley
http://www.ucmp.berkeley.edu/science/microfossil_colls.php (ultima consulta em 15/07/2008).
- Anónimo, Paleogeography and Geology of the Quaternary: Single most important geological phenomenon of the Quaternary: the Quaternary Ice Ages: Departamento de Geologia da Univ. de Maryland.
<http://www.geol.umd.edu/~tholtz/G102/102ceno3.htm> (ultima consulta 30/07/08).
- Anónimo, Plate Tectonics animation, Univ. Berkeley
<http://www.ucmp.berkeley.edu/geology/tectonics.html> (ultima consulta em 15/07/2008).
- Anónimo, Prehistoric Mammals of the Cenozoic, Natural History Museum | Humboldt State University.
http://www.humboldt.edu/~natmus/e_PrehistoricMammals.html (ultima consulta em 16/07/2008).
- Anónimo, The Cenozoic, Instituto Smithsonian.
<http://anthropology.si.edu/humanorigins/faq/gt/cenozoic/cenozoic.htm> (ultima consulta em 16/07/2008).
- Anónimo, The Cenozoic Era, Santa Fe Community College's, Harvey Sharron Bat Cave Field Laboratory
<http://inst.santafe.cc.fl.us/~jklein/Cave/cave8.htm> (ultima consulta em 16/07/2008).
- Anónimo, TheFreeDictionary Farlex
<http://encyclopedia.thefreedictionary.com/Cenozoic> (ultima consulta em 15/07/2008).
- Anónimo, The Quaternary Period: Ice, Megafauna and Hominids.
http://www.fossils-facts-and-finds.com/quaternary_period.html (ultima consulta em 16/07/2008).
- Anónimo, University of Waikato; Evolution of science and Engineering.
<http://sci.waikato.ac.nz/evolution/FossilCenozoic.shtml> (ultima consulta em 15/07/2008).
- Anónimo, Wikipedia.
<http://www.fact-index.com/c/ce/cenozoic.html> (ultima consulta em 15/07/2008).
- Alroy, J., The Fossil Record of North American Mammals; Evidence for a Paleocene Evolutionary Radiation; Department of Paleobiology, Smithsonian Institution,
<http://www.nceas.ucsb.edu/%7Ealroy/Paleocene.html> (ultima consulta em 15/07/2008).
- Barra, F.; Fromm, R. & Valencia, V. The Andes – Introduction. Arizona Univ.
<http://www.geo.arizona.edu/geo5xx/geo527/Andes/intro.html> (ultima consulta em 16/07/2008).
- Blakely, R., NAU Cenozoic Paleogeography images, Northern Arizona Univ.
<http://www.colorado.edu/GeolSci/Resources/NAUCenozoicmovie.html> (ultima consulta em 15/07/2008).
- Bryant, P., School of Biological Sciences, Univ. California,
<http://darwin.bio.uci.edu/~sustain/bio65/lec02/b65lec02.htm> (ultima consulta em 15/07/2008).
- Buchdahl, J., Global Climate Change Student Guide, Cenozoic Climate
<http://www.ace.mmu.ac.uk/Resources/gcc/5-2-2-3.html> (ultima consulta em 15/07/2008).
- Buckley, R. The fossil of Cenozoic Cycads. Palm & Cycad Societies of Florida
http://www.plantapalm.com/vce/evolution/fossils_pg16.htm (ultima consulta em 16/07/2008).
- Cande, S., Stock, J., Müller and D. & Ishihara, T. Cenozoic Motion Between East and West Antarctica
<http://www.geosci.usyd.edu.au/users/dietmar/Movies/eaust.html> (ultima consulta em 16/07/2008).
- Carr, K., Natural History & Wildlife Artist
http://www.karencarr.com/gallery_Pliesiadapis.html (ultima consulta em 15/07/2008).

- Castradori, D.; Rio, D.; Hilgen, F. & Lourens, L. (1998) – The Global Standard Stratotype – section and Point (GSSP) of the Piacenzian Stage (Middle Pliocene). International Commission on Stratigraphy.
<http://www.stratigraphy.org/> (última consulta em 15/10/2008).
- Cenozoic Era (Tertiary & Quaternary Periods) Web Sites
<http://loki.stockton.edu/~epsteinc/cenozoic.htm> (última consulta em 16/07/2008).
- Ciesielski, P. Cenozoic Paleontology, University of Florida
http://www.clas.ufl.edu/users/pciesiel/gly3603c/modern_fauna.html (última consulta em 16/07/2008).
- Cronin, T. (1988) – Neogene Ice Age in the North Atlantic Region: Climatic Changes, Biotic Effects, and Forcing Factors. Effects of Past Global Change on Life, The National Academies Press.
http://books.nap.edu/openbook.php?record_id=4762&page=126 (última consulta em 15/10/2008).
- Mann, D. & Mann, C. (2007) – The Neogene Period: Major Changes for Planet Earth (última consulta em 15/10/2008). http://www.fossils-facts-and-finds.com/neogene_period.html.
- Foley, J. The Evolution of the Human. Onelife.com
<http://www.onelife.com/evolve/manev.html> (última consulta 30/07/08).
- Freeman-Lynde, R. Cenozoic Life. Freeman website.
http://rfreeman.myweb.uga.edu/Cenozoic_life.html (última consulta 30/07/08).
- Freeman-Lynde, R. Mesozoic/Cenozoic Climate. Freeman website.
http://rfreeman.myweb.uga.edu/%27GEOL1260_12_MesoCeno_Clim.html (última consulta 30/07/08).
- Garcia, D. Drainage evolution of the Ebro Basin (southern Pyrenees, NE Spain). Interplay between tectonics, climate, and fluvial transport during the Cenozoic evolution of the Ebro Basin (NE Iberia).
<http://cuba.ija.csic.es/~danielgc/georegions/Ebro/> (última consulta em 16/07/2008).
- Gastaldo, R. A Very Brief Overview Of The Cenozoic. Colby college
<http://www.colby.edu/~ragastal/Paleobotany/Cenozoicfloras.html> (última consulta em 16/07/2008).
- Gore, P., DeKalb College, Clarkston, GA.
<http://facstaff.gpc.edu/~pgore/geology/geo102/ceno2.htm> (última consulta em 15/07/2008).
- Gore, P.; Georgia, The Earth Through Time - Life of the Cenozoic, Capítulo 14 Perimeter College
http://www3.interscience.wiley.com:8100/legacy/college/levin/0470000201/chap_tutorial/ch14/chapter14-1.html (última consulta em 15/07/2008).
- Gore, P., The Earth Through Time - The Cenozoic Era, Capítulo 13 Georgia Perimeter College, Clarkston, GA
http://www3.interscience.wiley.com:8100/legacy/college/levin/0470000201/chap_tutorial/ch13/chapter13-1.html (última consulta em 15/07/2008).
- Hansen, K. & Wallmann, K., Cretaceous and Cenozoic evolution of seawater composition, Atmospheric O₂ and CO₂: A model perspective. American journal of science, vol. 303, 2003, pp. 94-148.
<http://www.geology.yale.edu/~ajs/2003/Feb/qn0203000094.PDF> (última consulta em 15/07/2008).
- Hay, W., The Cenozoic uplift – climate change paradox
<http://www.geo.umass.edu/faculty/deconto/hayetal.pdf> (última consulta em 15/07/2008).
- Hill, P. Cenozoic cooling, The Department of Oceanography Dalhousie University,
http://www.phys.ocean.dal.ca/~phill/teaching/BillionYears/CenozoicCoolingPartI_files/frame.htm (última consulta em 16/07/2008).
- Holtz, T. (2008) – GEOL 102 Historical Geology; Spring Semester 2008; The Cenozoic Era III: Ice Ages and Modern Seas. Maryland Univ.
<http://www.geol.umd.edu/~tholtz/G102/102ceno3.htm> (última consulta em 16/10/2008).
- Infoplease, the Columbia Electronic Encyclopedia, 6th ed., Columbia University
<http://www.infoplease.com/ce6/sci/A0811075.htmlFirefoxHTML%5CShell%5COpen%5CCommand> (última consulta em 14/07/2008).

- Ingólfsson, O.; Paleocene II,
<http://www.hi.is/~oi/Historical%20Geology%20pdf/Fyrirlestur%202%20-%20Paleocene%20II.pdf> (ultima consulta em 16/07/2008).
- Jehle, M., Paleocene mammals of the world;
<http://www.paleocene-mammals.de/> (ultima consulta em 15/07/2008).
- Kazlev, M., Palaeos: The Trace of Life on Earth
<http://www.palaeos.com/Cenozoic/Cenozoic.htm> (ultima consulta em 15/07/2008).
- Keller, W., Cenozoic plate tectonic reconstructions and plate boundary processes in the Southwest Pacific. Tese de Doutoramento, California institute of technology.
<http://etd.caltech.edu/etd/available/etd-01102005-223039/unrestricted/Thesis.pdf> (ultima consulta em 16/07/2008).
- Kissinger, D. Beetles Indicate A Faunal Change In The Arctic During Cenozoic Time,
<http://www.grisda.org/origins/07092.htm> (ultima consulta em 16/07/2008).
- Largaespada, L., Tony's Anthropology Page, Geocities.com.
<http://www.geocities.com/CapeCanaveral/Lab/8932/cenozoic.htm> (ultima consulta em 15/07/2008).
- Lear, C.; Elderfield, H. & Wilson, P., A Cenozoic seawater Sr/Ca record from benthic foraminiferal calcite and its application in determining global weathering fluxes. Rutgers Univ.
http://marine.rutgers.edu/faculty/rosentha/rosenthal_files/Lear_Sr_2003.pdf (ultima consulta em 15/07/2008).
- Lear, C.; Elderfield, H. & Wilson, P., Cenozoic deep – sea temperatures and global ice volumes from Mg/Ca in Benthic Foraminiferal Calcite, Rutgers Univ.
http://marine.rutgers.edu/faculty/rosentha/rosenthal_files/Lear.2000.pdf (ultima consulta em 15/07/2008).
- Praeg, D., Stoker, M. & Shannon, P. Episodic Cenozoic Tectonism and the Shaping of the NW European 'Passive' Continental Margin.
http://www.mna.it/english/News/Antarctic_workshop/Abstracts/Praeg_etal_poster.doc - (ultima consulta em 16/07/2008).
- Rio, D.; Sprovieri, R.; Castradori, D. & Di Stefano, E. (1998) – The Gelasian Stage (upper Pliocene): A new unit of the global standard chronostratigraphic scale. International Commission on Stratigraphy.
<http://www.stratigraphy.org/> (ultima consulta em 15/10/2008).
- Robert A. Rohde Physics Department University of California at Berkeley, GeoWhen Database
<http://www.stratigraphy.org/geowhen/stages/Cenozoic.html> (ultima consulta em 15/07/2008).
- Robert J. Hall, Cenozoic Megafauna, Tripod.com.
<http://hiddenway.tripod.com/hero/cenozoic.html> (ultima consulta em 15/07/2008).
- Robertson, D. S.; McKenna, M. C., Survival in the first hours of the Cenozoic;
<http://www.ugcs.caltech.edu/~presto/cenozoic.pdf> (ultima consulta em 15/07/2008).
- Sheehan, P., Palaeobiography and Biodiversity Change: the Ordovician and Mesozoic–Cenozoic Radiations ,
<http://palaios.geoscienceworld.org/cgi/content/full/19/1/107> (ultima consulta em 16/07/2008).
- Speer, B., The Geologic Time Scale in Historical Perspective, Univ. Berkeley
<http://www.ucmp.berkeley.edu/exhibit/histgeoscale.html> (ultima consulta em 15/07/2008).
- Stanley, S. & Ruddiman, W. (1995) - Neogene Ice Age in the North Atlantic Region: Climatic Changes, Biotic Effects, and Forcing Factors. Effects of Past Global Change on Life, The National Academies Press.
http://books.nap.edu/openbook.php?record_id=4762&page=118 (ultima consulta em 15/10/2008).
- USGS/Cascades Volcano Observatory, Vancouver, Washington Lyn Topinka
http://vulcan.wr.usgs.gov/Glossary/geo_time_scale.html (ultima consulta em 15/07/2008).
- Van Couvering, A.; Castradori, D.; Cita, M.; Hilgen, F. & Rio, D. (2000). The base of the Zanclean Stage and of the Pliocene Series. International Commission on Stratigraphy.
<http://www.stratigraphy.org/> (ultima consulta em 15/10/2008).

- Werdelin, L. & Koenigswalde, W. Climate and Fauna: A data base of the Quaternary Mammals of Europe. Univ. de Leiden.
<http://euromam.leidenuniv.nl/nieuwsbrief/1994/94databank.html> (ultima consulta 30/07/08).
- Wilson; G.; Schneider, R.; Kerr, A. & Powell, R. High Latitude Cenozoic-Quaternary Ice Sheets and Climate - Records of their Role in Global Climate Change
<http://www.the-conference.com/JConfAbs/6/CC02.pdf> (ultima consulta em 16/07/2008).
- Wing, S. L., Hickey, L. J.; & Swisher C.; Anthophyta: Fossil Record, Univ. Berkeley
<http://www.ucmp.berkeley.edu/anthophyta/anthophytafr.html> (ultima consulta em 15/07/2008).
- Wright, J. Cenozoic Climate ^ Oxygen, Isotope Evidence, Rutgers Univ.,
http://geology.rutgers.edu/~jdwright/JDWWeb/2001/Wright_2001.pdf (ultima consulta em 16/07/2008).
- Young, J. & Brown, P. Cenozoic calcareous nannoplankton classification The International Nannoplankton Association
http://www.nhm.ac.uk/hosted_sites/ina/taxcatalog/cenoz.htm (ultima consulta em 15/07/2008).